



Nature et structure de l'isthme inter-américain, Panama : implication sur la reconstruction et l'évolution géodynamique de la plaque Caraïbe

Flore Barat

► To cite this version:

Flore Barat. Nature et structure de l'isthme inter-américain, Panama : implication sur la reconstruction et l'évolution géodynamique de la plaque Caraïbe. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2013. Français. <NNT : 2013NICE4051>. <tel-00919431>

HAL Id: tel-00919431

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00919431>

Submitted on 16 Dec 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers - Géologie

présentée et soutenue par

Flore Barat

Nature et structure de l'isthme inter-américain, Panama : implication sur la reconstitution et l'évolution géodynamique de la plaque Caraïbe

Thèse dirigée par **Bernard MERCIER DE LEPINAY** et **Marc SOSSON**
préparée au laboratoire Géoazur, Sophia-Antipolis
financée dans le cadre du projet GRI-Caraïbe, par TOTAL S.A.

soutenue le mardi 16 juillet 2013 devant le Jury :

Jean Luc AUXIETRE	Chargé de mission Exploration Projets Nouveaux, Total	Examineur
Peter O. BAUMGARTNER	Professeur ordinaire, Université de Lausanne	Rapporteur
Etienne JAILLARD	Directeur de de recherche, IRD, Grenoble, IsTerre	Rapporteur
Bernard MERCIER DE LEPINAY	Chargé de Recherche CNRS, Géoazur	Directeur de thèse
Claude RANGIN	Directeur de recherche Emérite, Géoazur	Examineur
Marc SOSSON	Directeur de recherche, CNRS, Géoazur	Directeur de thèse
Alfredo TABOADA	Maitre de conférence, Montpellier II	Examineur
Emmanuel TRIC	Professeur, UNS, Géoazur	Examineur

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les fondateurs et organisateurs du projet GRI-CARaïbe, sans lesquels tous ces travaux n'auraient jamais vu le jour. Je remercie les entreprises Total S.A., Lyon Ingénierie Projet, et EZUS Lyon d'avoir financé et géré ce projet. Merci Jean Luc Auxière, Claude Rangin, et Jean François Stéphan pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser un grand rêve, celui de parcourir le monde, d'explorer de nouveaux horizons, pour mieux comprendre ce qui nous entourent. Je remercie mes examinateurs et rapporteurs de thèse pour leur attention et leur participation.

Je remercie mes directeurs de thèse, Bernard Mercier de Lépinay et Marc Sosson, pour m'avoir accompagnée ces trois années sur ce long et sinueux chemin de la recherche scientifique. Merci pour votre aide aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire : Bernard pour être une véritable Encyclopédie vivante des Caraïbes, et Marc pour voir d'un seul coup d'œil, les structures.

Thomas, je te dois une fière chandelle, un grand merci, car tu as pris le temps de m'initier aux logiciels très caractéristiques, que sont Arcgis et Landmarks, car tu as su me remotiver dans les moments difficiles, tu m'as donné l'envie de continuer, et pour toutes ses discussions géologiques autour d'une bière. Merci Tiphaine pour ton aide, tes astuces Arcgis, et l'organisation des réunions. Merci Wilma, pour ton aide administrative.

Je tiens également à remercier l'Université de Nice Sophia-Antipolis et le laboratoire Géoazur dans son ensemble pour m'avoir accueillie chaleureusement, et les miss du service secrétariat pour leur bonne humeur et leurs coups de pouce administratif dans les périodes de crise de justificatifs en tout genre.

Trois ans de vadrouille ont fait de ma thèse une aventure passionnante et enrichissante faite de multiples rencontres. La pluridisciplinarité de cette thèse m'a permis de collaborer avec de nombreuses personnes dans des instituts différents.

Pour la partie terrain, je remercie le *Smithsonian Tropical Research Institut* pour leur accueil et leur logistique sans pareil. Merci à Carlos Jaramillo, Camilo Montes, pour m'avoir accueillie dans l'équipe géologie. Je remercie mes confrères de terrain Rory, Diego, Vladimir, Catalina et Austin. J'ai passé un agréable moment avec l'équipe du STRI, des supers souvenirs de soirées dans Casco Viejo, Gamboa, et ses nuits coincées dans la jungle... Merci Rory, super pilote de 4x4, qui a bien géré la côte d'Agua Sucia Ipeti! Je remercie également le personnel de l'*Instituto de Geociencias de la Universidad de Panamá* (IGC-UP), Eduardo Camacho et Arkin Tapia, pour leur accueil et leur aide.

Pour la strati, un grand merci à Peter et Claudia Baumgartner, pour les datations des radiolaires, forams, pour les diverses discussions et leurs encouragements. Un grand merci à Carla, pour les datations nanno, pour son soutien et son dynamisme, mais aussi pour tous ces moments inoubliables

passés dans la jungle, à discuter, à siroter en fin de journée un petit rhum bien chaud, à attendre, à titiller un Fer-de-Lance, et son désarroi devant tant de roches volcaniques et volcano-détritiques... Pour la partie structurale, je remercie l'équipe de Total pour leur accueil chaleureux dans la Tour et plus particulièrement Jean Luc Auxière et Patrick Salmon. Merci Damien Dhont, pour l'initiative imagerie satellite et tes réponses sur l'interprétation des images ERS2-SAR.

Pour la partie thermochro, je tiens à remercier Florence Bigot Cormier de Geoazur et Matthias Bernet de l'Université de Grenoble qui m'ont tout appris. Je remercie l'accueil agréable de l'équipe d'Isterre. Compter des traces de fission dans la période de grand froid 2012 était vraiment épique, les pieds sur le chauffage et la doudoune de ski sur le dos, j'en garde un très bon souvenir.

La partie Ar-Ar, que dire... c'était pourtant bien partie. Des jours et des jours à broyer, à tamiser, à regarder Frantz faire son job, à passer des longs moments à trier, et à préparer tous ces plagio, pour qu'au final le spectro tombe en panne ! Je ne te remercie pas, spectro, et pourtant je croyais en toi ! Par contre, je tiens à remercier Chrystèle, Michel et surtout Sylvain, qui a tout essayé pour le remettre en route.

Merci Julie, pour m'avoir appris à découvrir l'histoire des roches à travers un microscope et pour tes conseils avisés en enseignement.

Merci à tous les étudiants, ou anciens étudiants, que j'ai rencontré au cours de ma thèse : David Buchs, Isaac Corral, Swann, Benoit, Yevgeniya, Chang, Vincent E., Elodie B., Elodie S., Alain, Nestor, Aurélien, Quentin, Eduardo, Bastien, Errel, Lionel, Victo, Maelle, Clément V., Juan Carlos, Imane, Elodie D., Zoé, Yaser, Marianne, Clara et Clément. Je n'oublierai pas cette excursion mythique avec Errel, en bikini, masse et marteau à la main, sur une des plages du Cap d'Antibes, pour échantillonner une roche en plein mois de juillet devant les touristes intrigués. Une petite pensée pour cette fameuse nuit à l'observatoire astro de Calern avec Marianne, Yaser, et Vincent. Un grand merci à Clément, ses blagues pourries, et ses midis de recherches inutiles sur le net, et à Marianne ma co-bureau et amie toujours présente quand il le faut.

La thèse est une longue épreuve professionnelle et personnelle, mais quand on possède des amis et une famille en or, tout paraît moins difficile.

Je remercie tous mes amis du bout du monde, de Paris, de Tours et de la Cote d'Azur pour leur soutien et leur encouragement. Merci Manu et d'autres pour m'avoir trainée dans les canyons de l'arrière pays, en haut des sommets alpins, et cette fameuse montée à Gialorgues en raquettes de nuit... j'ai râlé mais je l'ai fait ! Merci Nico, Thibault et Blandine, pour la pétanque afterwork, les soirées belotes, les soirées au bord de la plage. Je remercie Joël, ses premiers pas et ses sourires quand le moral n'y était pas, et la petite Emilie, qui est née en pleine période de rédaction.

Merci Elise et Nico, Laureen, Marine et Richard, Jennifer, Marion, Claire, Marie, Aurélie, Yoram, Cagil, Morgane, Simon, Julius, JB, Thibault, Marianne et plus encore, pour ses longues années d'études parisiennes, ses voyages du bout du monde, vous êtes devenus des amis au fil du temps. Une spéciale dédicace pour la phrase mythique de Laureen en Cappadoce : j'ai le meilleur caractère ! Un grand merci à l'asso AESTP7, ce voyage géol en Afrique du Sud a été le déclencheur pour faire cette thèse.

Je tiens à remercier la famille Prieux pour leur soutien. A mon jojo, qui m'a soutenue et tant apportée.

Je remercie ma famille, et ma marraine. A mes parents, toujours présents à n'importe quel moment et qui m'ont donné le goût de l'aventure et de la découverte.

Résumé

L'isthme de Panama se situe en bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe, à la jonction de trois plaques lithosphériques : les plaques Amérique du Sud, Nazca et Cocos. Cet isthme est essentiellement constitué d'un arc volcanique formant l'Amérique Centrale. Deux arcs se distinguent : un premier d'âge Campanien supérieur-Eocène moyen, et un second actif depuis l'Oligocène. Leurs présences reflètent une histoire de convergence, en subduction, de la plaque Farallon, aujourd'hui disparue, puis plus récemment de la plaque Cocos. L'événement majeur de cette région est sans nul doute la collision de l'Amérique Centrale avec l'Amérique du Sud. L'âge de cette accrétion varie entre 12 et 25 Ma. La surrection, à partir de 15 Ma, est une des conséquences de cette collision arc-continent. Ces terres émergées facilitent le passage d'espèces animales entre les deux Amériques, mais bloquent également la circulation océanique entre l'océan Atlantique et l'océan Pacifique, impactant de manière globale le Climat. L'objectif de ma thèse est de documenter finement les déformations avant, pendant et après le processus d'accrétion continentale. Mon but est de mieux comprendre comment un arc volcanique s'accrète sur une marge continentale pour reconstruire l'histoire géodynamique de cette région du Crétacé supérieur (~70 Ma) jusqu'à nos jours. Je me suis focalisée sur la région est du Panama, au plus proche de la zone de collision, région encore peu étudiée. Pour mener à bien cet objectif, ma thèse combine : (1) une étude sédimentologique apportant de nouvelles datations paléontologiques, (2) une étude structurale avec de nouvelles coupes géologiques et une carte structurale à partir de données spatiales, géophysiques, et de terrain, (3) une étude thermochronologique basse température pour contraindre les mouvements verticaux, et (4) une étude interprétative de sismique réflexion pour contraindre l'influence de la tectonique dans la migration des masses sédimentaires. Mes résultats sont présentés sous la forme d'une reconstitution géodynamique de la région. L'accrétion d'un arc volcanique sur une marge continentale dépend des contraintes aux frontières de plaques et de la morphologie de la zone. Chaque cas est unique. Cependant, mes résultats montrent qu'une accrétion oblique implique un réajustement des contraintes aux frontières, un arrêt du volcanisme, des fractures profondes de la croûte océanique de l'arc, des rotations de blocs en régime transtensif. Ces événements géologiques et tectoniques expliquent une accrétion progressive en fermeture éclair. Je propose ainsi une accrétion progressive de l'Amérique Centrale sur l'Amérique du Sud, s'initiant au sud dans la région d'Istmina à l'Eocène moyen-supérieur (40 et 37 Ma). Jusqu'au Miocène moyen, la plaque Caraïbe, piégée entre l'arc volcanique et la marge continentale sud Américaine, disparaît sous l'Amérique du Sud. Au Miocène moyen (~15 Ma), l'accrétion de l'arc dans la partie colombienne se termine. Dans l'isthme de Panama, la convergence vers le continent se poursuit, mais le système s'inverse. Une nouvelle subduction s'initie où la plaque Caraïbe subducte sous l'isthme. Je montre également que les déformations compressives engendrées par l'accrétion contrôlent la migration des masses sédimentaires et permettent la surrection progressive de l'isthme créant le pont inter-Amériques.

Abstract

The Panama Isthmus is located on the southwestern boundary of the Caribbean plate, at the junction of the South American, Nazca and Cocos plates. The isthmus is mainly an island arc forming Central America. Two distinct volcanic arcs appear : the first one during the Late Campanian to Middle Eocene, and the second one from Oligocene to today. It formed by the convergence and the subduction of the Farallon plate, then more recently, by the subduction of the Cocos plate. The major tectonic event in this region is attributed to the accretion of Central America with South America. However, the initiation of accretion varies between 12 and 25 Ma. The uplift and emergence of the land since 15 Ma is the consequence of this arc-continent collision. The emergence of the Panama Isthmus creates the Great American Biotic Interchange (GABI) and also separates Pacific-Atlantic waters, interpreted as the trigger for major climatic changes. The aim of my thesis is to document precisely the deformation before, during and after the accretionary continental process. The main purpose is to better understand how a volcanic arc collides against a continental margin in order to reconstruct the tectonic history of this region since the Late Cretaceous (~70 Ma). I focused my research on the eastern part of Panama, the least explored territory of the country and close to the accretionary area. My thesis combines : (1) a sedimentological study with my new paleontologic data, (2) a structural study with new geological cross-sections and structural map from my spatial, geophysical and field work data, (3) a low temperature thermochronological study to constrain the vertical motions, and (4) an interpretative seismic study to constrain the influence of the tectonics on the sedimentary migration. My main findings are presented in the form of a geodynamical reconstruction of this region. The arc-continent collision depends on the plate boundary constraints and the morphology of the area. Each case is unique, however my results show an oblique accretion. This involves a readjustment of boundary constraints, the end of arc volcanism, deep fault zones in the oceanic crust of the arc, and block rotations in a transtensive regime. These geological and tectonic events explain a progressive accretion as a "zipper". Thus, this thesis proposes the initiation of progressive arc-continent collision during the end of Middle Eocene (40-37 Ma). The Caribbean plate, trapped between the arc and the continent, progressively disappeared beneath the South American continent. During middle Miocene (~15 Ma), the Colombian part of Central America was accreted and the convergence of Panama toward the continent progressed and produced a new subduction zone whereby the Caribbean plate subducted beneath the Panama Isthmus. Compressive deformations, caused by the collision, still actively control the migration of sedimentary masses, allowing the progressive emergence of the isthmus and forming the inter-American land bridge.

Table des matières

Table des matières	ix
Introduction générale	1
1 Contexte géodynamique et cadre géologique de l'étude	7
1.1 Introduction	7
1.2 La plaque Caraïbe : origine et formation controversées	7
1.3 L'Amérique centrale, bordure occidentale de la plaque Caraïbe	15
1.4 Présentation générale des blocs Chorotega et Chocó	18
1.5 Géologie et stratigraphie succinctes de la bordure occidentale de la plaque Caraïbe	20
1.5.1 L'ouest Panama : bloc Chorotega	20
1.5.2 Le Panama central : frontière entre les blocs Chocó et Chorotega	23
1.5.3 L'est du Panama : bloc Chocó	27
1.6 L'évènement tectonique majeur de la région : la collision Arc-Continent	30
1.7 Problématiques soulevées par l'étude bibliographique	31
2 Stratigraphie de l'est Panama, bloc Chocó panaméen	33
2.1 Introduction	33
2.2 Techniques employées et résultats	34
2.2.1 Techniques de datation	34
2.2.2 Résultats des datations	34
2.3 Unités magmatiques et sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen : le Complexe de San Blas	42
2.3.1 Le soubassement panaméen	43
2.3.2 Le proto-arc volcanique	43
2.3.3 L'arc volcanique	46
2.4 Unités sédimentaires de l'Éocène Moyen à l'Oligocène supérieur	48
2.4.1 La Formation Darien	48
2.4.2 La Formation Porcona	49
2.4.3 Les Formations observées dans la région du Canal de Panama	51

TABLE DES MATIÈRES

2.4.3.1	La Formation Gatuncillo	51
2.4.3.2	La Formation Bas Obispo	51
2.5	L'activité magmatique de l'Oligocène au Miocène	53
2.6	Les unités sédimentaires du Miocène inférieur	56
2.6.1	La Formation Clarita	56
2.6.2	La Formation Las Cascadas	57
2.6.3	La Formation La Culebra	58
2.6.4	La Formation Cucaracha	58
2.7	La couverture sédimentaire du Miocène moyen à supérieur	60
2.7.1	Les Formations Gatun et Chagres du bassin Canal de Panama	60
2.7.2	Les Formations des bassins de Chucunaque-Tuira, et Sambu : Sabana Beds	62
2.7.2.1	La Formation Tapaliza	62
2.7.2.2	La Formation Tuira	62
2.7.2.3	La Formation Chucunaque	63
2.8	Résumé et conclusion	65
3	Déformations et structures des blocs Chocó et Chorotega	69
3.1	Introduction	69
3.2	Les données utilisées	70
3.2.1	Données de terrain	70
3.2.2	Les images spatiales à capteurs passifs : ASTER, Landsat7 ETM+, images issues de Google Earth	71
3.2.3	Les images spatiales à capteurs actifs : SRTM, ERS2	72
3.2.4	Données géophysiques	76
3.3	Méthodologie d'interprétation des formations géologiques	76
3.4	Régime de déformations successif et structures associées	80
3.4.1	Déformations extensives le long de la marge nord du bloc Chocó	84
3.4.2	Déformations transpressives récentes dans le bloc Chocó au Panama	88
3.4.3	Déformations compressives du Miocène moyen-supérieur	93
3.4.4	Transtension et formation des bassins	97
3.4.4.1	De la péninsule d'Azuero au golfe de Panama	97
3.4.4.2	Dans la région du Canal de Panama	100
3.4.4.3	Les bassins de Chucunaque-Tuira et de Sambu	107
3.4.5	Déformations anté-Eocène moyen	111
3.5	Synthèse des événements tectoniques identifiés	115
3.6	Discussion et conclusion	116
4	Apports des analyses thermochronologiques par traces de fission sur apatites	119
4.1	Introduction	119

4.2	De la méthodologie à l'expérimental	120
4.2.1	De l'observation à la naissance d'une méthode	120
4.2.2	Fission et traces de fission	121
4.2.3	Préparation des échantillons et technique du détecteur externe	122
4.2.4	Distributions des longueurs confinées	123
4.2.5	L'équation dérivant de la technique du détecteur externe	125
4.2.6	Moyens expérimentaux mis en œuvre pour la détermination de l'équation d'âge	127
4.2.6.1	Détermination de la Fluence	128
4.2.6.2	Détermination de Zeta	128
4.2.6.3	Détermination de la densité de traces spontanées et induites	128
4.2.6.4	Détermination de la densité de traces confinées horizontales	129
4.2.7	Signification géologique des résultats traces de fission sur apatites	129
4.3	Phénomènes de surrection de la bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe	132
4.3.1	Contexte géologique des trois zones d'études	133
4.3.2	Echantillonnage	138
4.3.3	Résultats des datations AFT	138
4.3.3.1	Résultats Panama : le massif de Majé	142
4.3.3.2	Résultats Colombie : la Sierra Nevada de Santa Marta	143
4.3.3.3	Résultats Colombie : la péninsule de la Guajira	144
4.3.4	Interprétation et discussion	146
4.4	Conclusion	148
5	Formation et structure du prisme Nord Panama (NPDB)	151
5.1	Introduction	151
5.2	Présentation du prisme d'accrétion Nord Panama : NPDB	152
5.3	Données utilisées	157
5.4	A new insight to the accretion of the Central America on to South America conti-	
	nent : a role of tectonic uplift	159
5.4.1	Présentation de l'article	159
5.4.2	Abstract	159
5.4.3	Introduction	160
5.4.4	Tectonic and Geologic context	161
5.4.5	Results	165
5.4.5.1	The Uraba Basin	165
5.4.5.2	The North Panama Deformed Belt (NPDB)	165
5.4.5.3	The Chocó block	170
5.4.6	Discussion	171
5.4.6.1	The accretion of the Chocó block	171

5.4.6.2	The break-up of the Chocó Block and the initiation of a new subduction zone	173
5.4.7	Conclusion	174
5.5	Apport sédimentaire progressif dans la NPDB de sédiments en provenance de l'Amérique du Sud	175
5.6	Conclusion	180
6	Reconstruction géodynamique de la région sud-ouest Caraïbe	183
6.1	Introduction	183
6.2	Le soubassement de l'arc volcanique : la plaque Caraïbe	184
6.3	La subduction de la plaque Farallon sous la plaque Caraïbe (Campanien-Eocène moyen)	187
6.4	Interprétation des événements tectoniques entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur	189
6.4.1	Regard porté vers l'est : la plaque Farallon	190
6.4.2	Regard porté vers l'ouest : les plaques Caraïbe et Amérique du Sud	193
6.4.3	Subsidence et sédimentation dans les bassins (Oligocène)	194
6.5	Les événements tectoniques de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur	197
6.6	Les événements tectoniques du Miocène moyen à l'Actuel	198
6.7	Conclusion	201
	Conclusions générales et perspectives	203
	Bibliographie	207
	Annexe A : Article de synthèse	227
	Annexe B : Planches micropaléontologiques	261
	Annexe C : Photographies des lames minces	267

Introduction générale

La géologie n'est pas la simple étude descriptive d'une roche à travers une loupe sur le terrain ou derrière un microscope en laboratoire. Elle vous emmène à travers le monde, pour découvrir, pour comprendre, pourquoi cette roche est présente à cet endroit et nulle par ailleurs. Grâce à elle, vous regardez un paysage sous un nouvel angle. Elle permet d'expliquer pourquoi et comment se forme une montagne, un océan, une plaine. A travers ce regard, la géologie vous transporte à travers les âges, à travers l'histoire de la Terre. C'est dans ce contexte que j'aimerais vous faire partager mes travaux sur l'histoire géologique du Panama.

La Collision Arc-Continent

La subduction est un processus associé à la disparition de la lithosphère océanique dans le manteau. Ce processus est lié à la convergence entre deux plaques lithosphériques océaniques ou une plaque océanique et continentale. L'arrivée dans la zone de subduction d'une anomalie topographique ou structurale, présente sur la plaque océanique en subduction (provinces ignées, volcans, dorsales), influencera largement l'état des contraintes de la plaque supérieure voire modifiera la frontière de plaques elle-même.

En prenant le cas de l'arrivée d'une marge continentale passive dans une zone de subduction océan-océan, il se produira un arrêt progressif de la subduction, et l'obduction (chevauchement) de l'arc volcanique sur la marge continentale. Maintenant, en prenant le cas d'un arc volcanique intra-océanique arrivant dans une zone de subduction océan-continent, deux solutions s'offrent à lui : soit l'arc subducte entraîné par la plaque océanique qui s'enfonce dans le manteau, soit il vient s'accréter le long de la marge continentale.

Ce processus tectonique d'accrétion d'arc contre un continent est appelé également collision Arc-Continent. Il s'agit d'un processus tectonique complexe encore mal connu mais correspond à l'un des processus les plus importants de croissance des croûtes continentales et de la formation de certains grands orogènes.

C'est ainsi qu'il n'est pas rare de retrouver des nappes ophiolitiques d'origine océanique, voire des arcs volcaniques océaniques entiers, reposants sur la croûte continentale ou accrétés contre la croûte continentale. De nombreux exemples à la surface du globe témoignent de ce phénomène passé au niveau des chaînes Himalayenne, Alpine, la Cordillère des Andes...

TABLE DES MATIÈRES

A l'heure actuelle, des cas de collision Arc-Continent en cours, sont visibles essentiellement dans l'Asie du Sud-Est : dans la région de Taïwan, dans la région de Banda-Timor et de la Nouvelle Guinée (Fig. 1)(Malavieille *et al.*, 2002; Huang *et al.*, 1997, 2000, 2006; Abers et McCaffrey, 1994; Abbott *et al.*, 1994; Bowin *et al.*, 1980; Harris *et al.*, 2009; Brown, 2011).

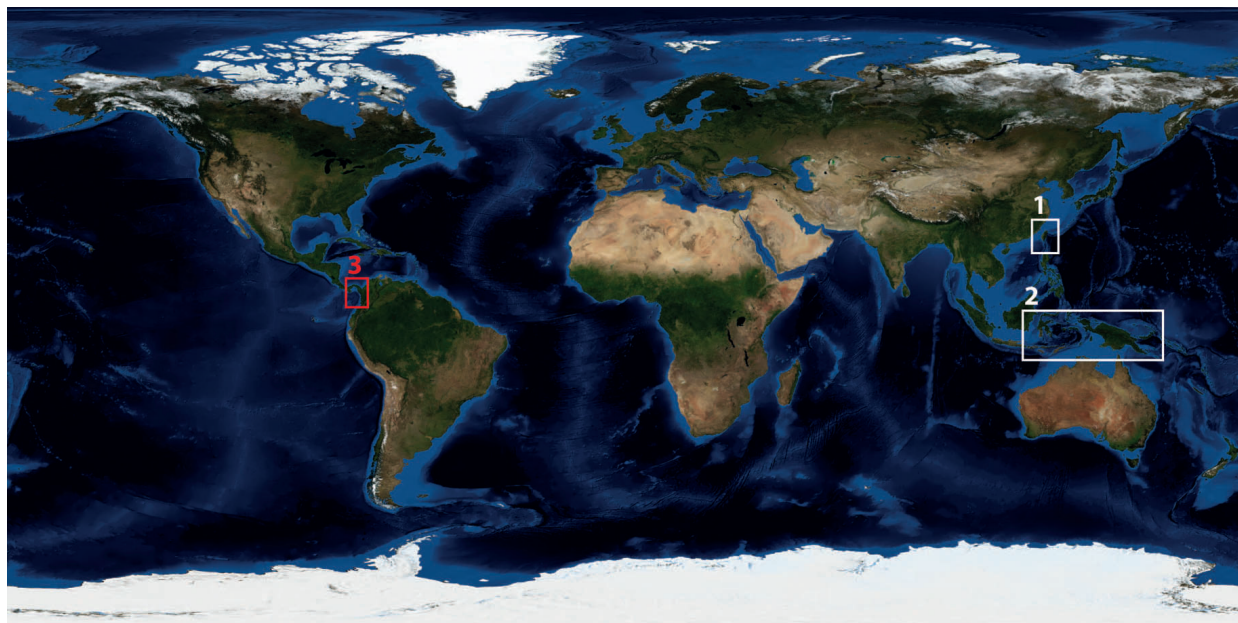


FIGURE 1 – Carte du globe montrant deux régions dont le processus collision arc-continent est actif (1 : Taïwan et 2 : Mer de Banda et région de Papouasie Nouvelle Guinée) ainsi que la région Panama-Colombie, dont le processus collision arc-continent (3) est récent. Carte topographique et mondiale issue de <http://www.nasa.gov/>.

De nombreux facteurs contrôlent l'accrétion ou la subduction de l'arc comme la cinématique des plaques environnantes (vitesse et orientation de la convergence), l'épaisseur, la nature, et l'âge de la croûte entrant dans la zone de subduction, et la géométrie de la marge continentale active (Cloos, 1993). Dans chaque cas réel, les déformations de la marge continentale et de l'arc volcanique engendrent une géométrie structurale particulière de la région. En fonction des contraintes aux frontières, les déformations provoquées par cette collision peuvent être compressives, extensives et/ou décrochantes à la fois sur la marge continentale et l'arc volcanique.

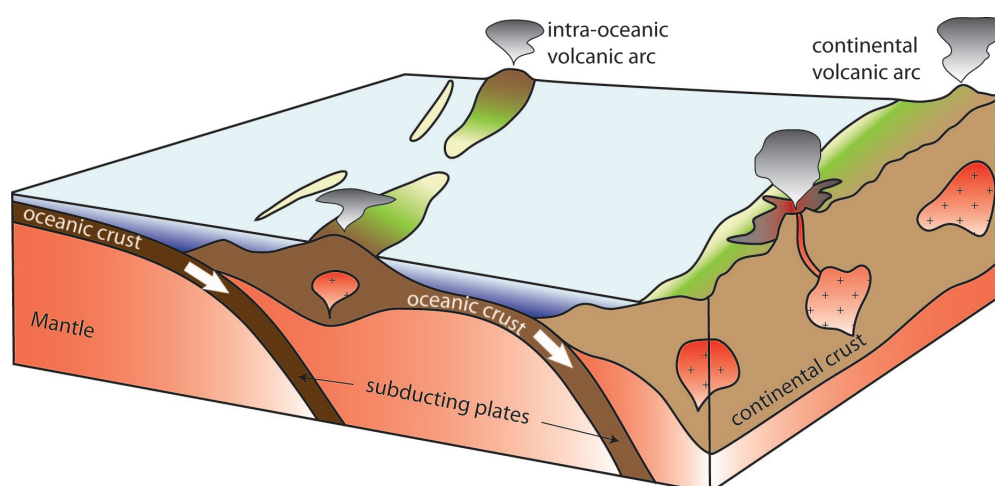


FIGURE 2 – Schéma simplifié d'une zone de double subduction. Qu'advient-il de l'arc volcanique intra-océanique quand il rencontrera la marge continentale active ?

Dans le cas initial d'une collision Arc-Continent oblique (Fig. 2), quelles seront les déformations de l'arc volcanique quand il rencontrera la marge continentale active ? Comment va-t-il s'accréter ? Quelle sera sa géométrie au cours du temps ?

A partir de nombreuses études de cas réels et de modélisations numériques et analogiques (Brown, 2011; Lu et Malavieille, 1994; Chemenda *et al.*, 2001), il n'est pas rare de rencontrer un phénomène d'extrusion ou d'échappement de l'arc volcanique. La zone de suture de la marge active continentale peut accommoder une composante décrochante non négligeable. L'arc volcanique, représente alors un bloc tectonique rigide, qui a tendance à s'échapper vers une zone "libre", de faibles contraintes. Dans cette zone "libre", la formation d'un orocline (chaîne incurvée) peut se former.

La formation d'un orocline n'est pas restreinte à un phénomène d'extrusion, mais s'observe dans de nombreux cas réels, tous ayant une forme originale, dans un contexte tectonique qui leur est propre (la Chaîne Alpine, l'orocline bolivien, l'arc des petites Antilles, l'isthme de Panama...). Les contraintes aux frontières sont des éléments essentiels à prendre en compte lors de la formation de ces chaînes incurvées (Pastor-Galán *et al.*, 2011; Gutierrez-Alonso *et al.*, 2008).

Lors de la formation de l'orocline, des déformations extensives à l'arrière de l'arc, et des rotations de blocs très rapides ont été remarquées : exemple en Papouasie Nouvelle Guinée, lors de la collision du bloc Finistère sur la plaque Australienne ou encore de Taïwan (Suppe, 1984; Lu *et al.*, 1995; Wallace *et al.*, 2009).

Chaque cas est unique, et il convient de bien connaître la géologie régionale pour connaître les phénomènes passés et comprendre la géométrie actuelle. Il sera ainsi plus aisé de retrouver la morphologie et la structure initiales pour reconstruire une histoire géodynamique en contexte de collision.

Région d'étude : Le Panama

Le Panama se situe sur la bordure occidentale sud de la plaque Caraïbe, appelée également l'Amérique Centrale (Fig. 3). La nature et l'origine de la plaque Caraïbe restent encore à l'heure actuelle en débat mais cette plaque semblerait être constituée largement d'une province ignée large (LIP) créée par un ou plusieurs points chauds, comme celui des Galapagos, à la fin du Crétacé (Hoernle *et al.*, 2004, 2002; Revillon *et al.*, 2000b,a, 2002; Lapierre *et al.*, 2000; Mauffret *et al.*, 2001) (Fig. 3). Ce ou ces points chauds se mettent en place, soit sur une croûte océanique plus vieille, soit une croûte continentale amincie, ou soit à l'origine même de la plaque Caraïbe dans un contexte de divergence.

Deux blocs tectoniques, Chocó et Chorotega, considérés d'origine Caraïbe, comportant un arc vol-

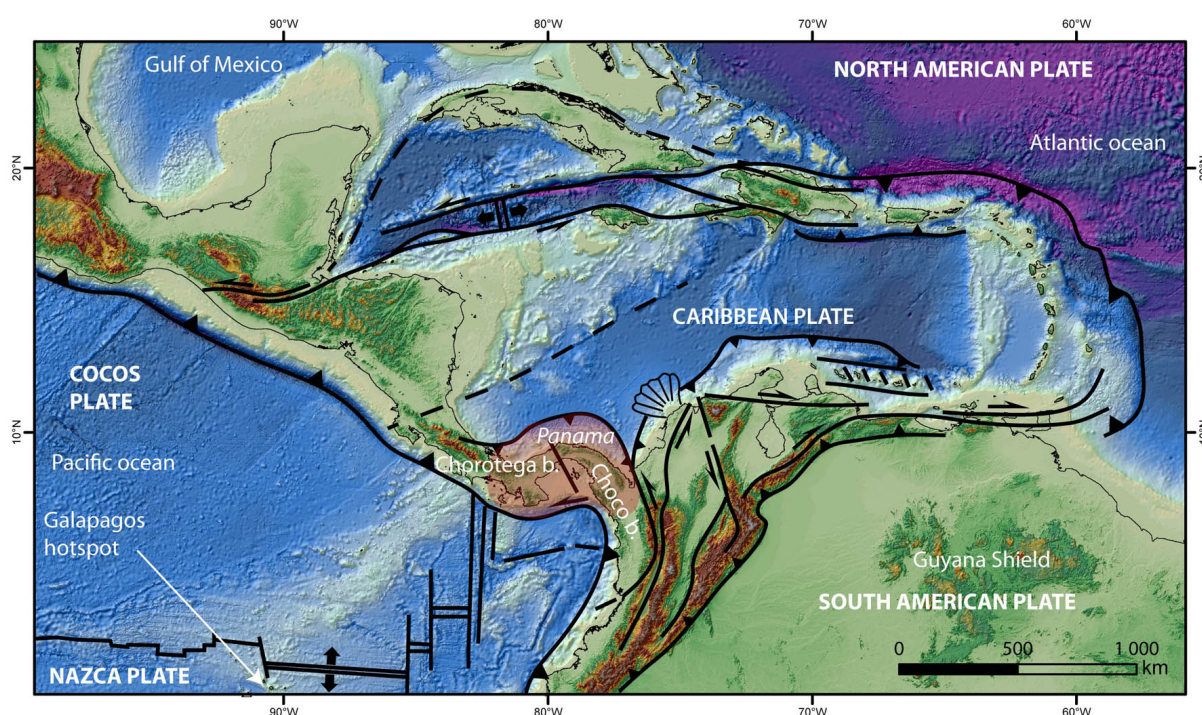


FIGURE 3 – Localisation de la zone d'étude par rapport aux différentes plaques lithosphériques en interaction dans la région.

canique (la Cordillère Centrale), constituent la région panaméenne. Ces deux blocs se confrontent aujourd'hui aux mouvements des plaques Cocos, Nazca et Amérique du Sud, créant ainsi des frontières de plaques de nature multiple et une géométrie complexe (Fig. 3). Cette région restreinte donne l'occasion exceptionnelle d'observer les trois types de frontières de plaques en interaction. Cependant, l'événement le plus marquant de cette région est sans nul doute, la collision de la Cordillère Centrale sur la marge "continentalisée" de l'Amérique du Sud.

Cette accréation produit de nombreuses déformations à l'origine de la surrection de cette région. La surrection a de nombreux impacts à l'échelle planétaire. La fermeture des deux océans (Atlantique et Pacifique) par des terres émergées, engendre : l'échange des faunes et flores entre les deux

Amériques et l'évolution des circulations océaniques qui influencent le climat. Il est intéressant de noter que l'émergence des terres panaméennes au Pliocène (entre 3.1 et 2.5 Ma) serait à l'origine de l'augmentation des glaciations de l'hémisphère Nord par une modification du *Gulf Stream* (Haug et Tiedemann, 1998).

L'âge de la surrection est contrainte entre 7 et 3.5 Ma (Keigwin, 1978; Duque-Caro, 1990a; Coates *et al.*, 1992; Collins *et al.*, 1996b; Kameo et Sato, 2000; Beu, 2001; Newkirk et Martin, 2009), mais les récentes études paléontologiques montrent une première surrection plus ancienne estimée vers 10 Ma (Weigt *et al.*, 2005; Cody *et al.*, 2010). La collision, du point de vue géodynamique, est moins bien contrainte en temps et varie entre 25 et 12 Ma en fonction des auteurs. La cause de ces variations temporelles est due aux méthodes d'investigations propres à chaque auteur mais aussi à un manque de données, lié aux difficultés d'accès sur le terrain.

Cadre, objectifs, et architecture de la thèse

Le projet GRI-CAR (Groupement Recherche et Industrie - CARaïbe), financé par TOTAL SA, a été créé dans le but d'apporter des indices géologiques nouveaux pour mieux comprendre l'évolution des frontières sud de la plaque Caraïbe et son interaction avec la plaque Amérique du Sud. Retracer l'histoire géodynamique de cette région a des enjeux tant sur le plan humain, améliorer l'évaluation des risques naturels, que sur le plan économique, mieux contraindre les environnements de dépôts sédimentaires pour mieux cibler l'exploration de nouvelles ressources énergétiques.

Trois zones régionales dans le projet ont été ciblées : le Venezuela, étudié par Tiphaine Zitter et plusieurs collaborateurs, la Colombie, par Thomas Maurin et plusieurs collaborateurs, et le Panama, présenté dans ce manuscrit.

Les questions relatives à l'isthme panaméen qui régissent cette thèse, sont :

1. Quelle est la nature et l'âge de la croûte, du socle à la couverture sédimentaire ?
2. Comment se déforme l'isthme et quelles sont les structures associées ? Peut-on faire ressortir des régimes tectoniques de déformation, contraints dans le temps et l'espace ?
3. Peut-on quantifier et dater les mouvements verticaux relatifs à la surrection de l'isthme ?
4. Comment la collision Arc-Continent impacte la croûte de l'arc volcanique ?

En répondant à ces questions, il sera ainsi possible de mieux comprendre cette actuelle géométrie tectonique si particulière de la région, pour ainsi proposer un modèle géodynamique cohérent de la région. L'objectif général de ma thèse est de mieux appréhender le processus de collision Arc-Continent contraint dans le temps et l'espace en utilisant une approche pluridisciplinaire dans un cas réel.

Afin de mener à bien cette investigation, de multiples collaborations avec le *Smithsonian Tropical Research Institute*, l'Université de Panama, l'Université de Lausanne, Isterre à Grenoble et Carla Muller, ont été nécessaires pour obtenir une approche pluridisciplinaire. J'ai réalisé plusieurs missions de terrain dans l'est du Panama durant ma thèse afin de récolter des observations, des échantillons, et des mesures structurales. Les échantillons sédimentaires ont été datés par la reconnaissance des fossiles existants. J'ai réalisé des datations thermochronologiques appliquées aux

échantillons magmatiques les plus prometteurs. Les observations et mesures géologiques sont incorporées dans une analyse structurale alliant une étude spatiale à plus grande échelle. La mise à disposition par TOTAL S.A., de profils de sismique réflexion a permis une interprétation en profondeur des structures géologiques.

Mon manuscrit s'organise de la manière suivante :

- Chapitre 1, le contexte géodynamique et cadre géologique de la région comportant une description de la plaque Caraïbe, de sa bordure occidentale, puis de l'isthme panaméen. Des questions plus spécifiques soulevées par l'étude bibliographique apparaissent ;
- Chapitre 2, les résultats de l'étude stratigraphique, comprenant les résultats des datations sur roches sédimentaires et la description des unités stratigraphiques observées ;
- Chapitre 3, les résultats de l'étude structurale, à partir des nouvelles données de terrain, d'imagerie spatiale, et de profils sismiques, et leur interprétation en terme de régimes tectoniques ;
- Chapitre 4, les résultats de l'étude thermochronologique par traces de fission sur apatites et l'interprétation des mouvements verticaux ;
- Chapitre 5, les résultats de l'étude des lignes sismiques dans la mer des Caraïbes, au niveau du prisme Nord Panama ;
- Chapitre 6, une synthèse des résultats reprenant les différents résultats pour les inclure dans un modèle géodynamique de la bordure occidentale de la plaque Caraïbe.

Je terminerai par la conclusion de ces trois années de thèse et les perspectives proposées à la suite de ce travail.

Chapitre 1

Contexte géodynamique et cadre géologique de l'étude

Sommaire

1.1	Introduction	7
1.2	La plaque Caraïbe : origine et formation controversées	7
1.3	L'Amérique centrale, bordure occidentale de la plaque Caraïbe . . .	15
1.4	Présentation générale des blocs Chorotega et Chocó	18
1.5	Géologie et stratigraphie succinctes de la bordure occidentale de la plaque Caraïbe	20
1.5.1	L'ouest Panama : bloc Chorotega	20
1.5.2	Le Panama central : frontière entre les blocs Chocó et Chorotega	23
1.5.3	L'est du Panama : bloc Chocó	27
1.6	L'évènement tectonique majeur de la région : la collision Arc-Continent	30
1.7	Problématiques soulevées par l'étude bibliographique	31

1.1 Introduction

La partie est du Panama, région d'étude, constitue l'extrémité orientale de l'isthme inter-américain, en contact avec le continent sud-américain. Je situe cette région tout d'abord dans son contexte tectonique général, c'est-à-dire comme un élément appartenant à la plaque Caraïbe, sur sa bordure occidentale. Puis, je décrirai le contexte géologique régional : la région panaméenne est divisée en deux blocs principaux : Chorotega et Chocó. Mon travail de thèse s'est focalisé sur le bloc Chocó, région encore peu étudiée, qui se trouve être en contact direct avec l'Amérique du Sud.

1.2 La plaque Caraïbe : origine et formation controversées

La plaque Caraïbe est constituée essentiellement de deux bassins océaniques, le bassin de Colombie et le bassin du Venezuela, séparés par la Ride de Beata, de quelques bassins secondaires,

ainsi que de larges bordures déformées, incluant notamment tout le renfoncement nord-ouest du continent sud-américain (Fig. 1.1). Elle couvre une superficie d'environ 3 000 000 km², équivalente à celle de la Méditerranée. Ses bassins océaniques sont caractérisés par l'existence d'un plateau océanique, qui appartient à la " grande province magmatique Caraïbe " (CLIP : *Caribbean Large Igneous Province*), sur une superficie d'environ 800 000 km².

Aujourd'hui, la plaque Caraïbe se dirige vers l'est par rapport aux deux Amériques. Ses frontières avec les plaques environnantes sont, par conséquent, fortement affectées par ce mouvement. Au cours des temps géologiques, la plaque Caraïbe s'est déplacée modifiant progressivement ses frontières, par fragmentations successives de blocs, ou au contraire accrétion de blocs exotiques.

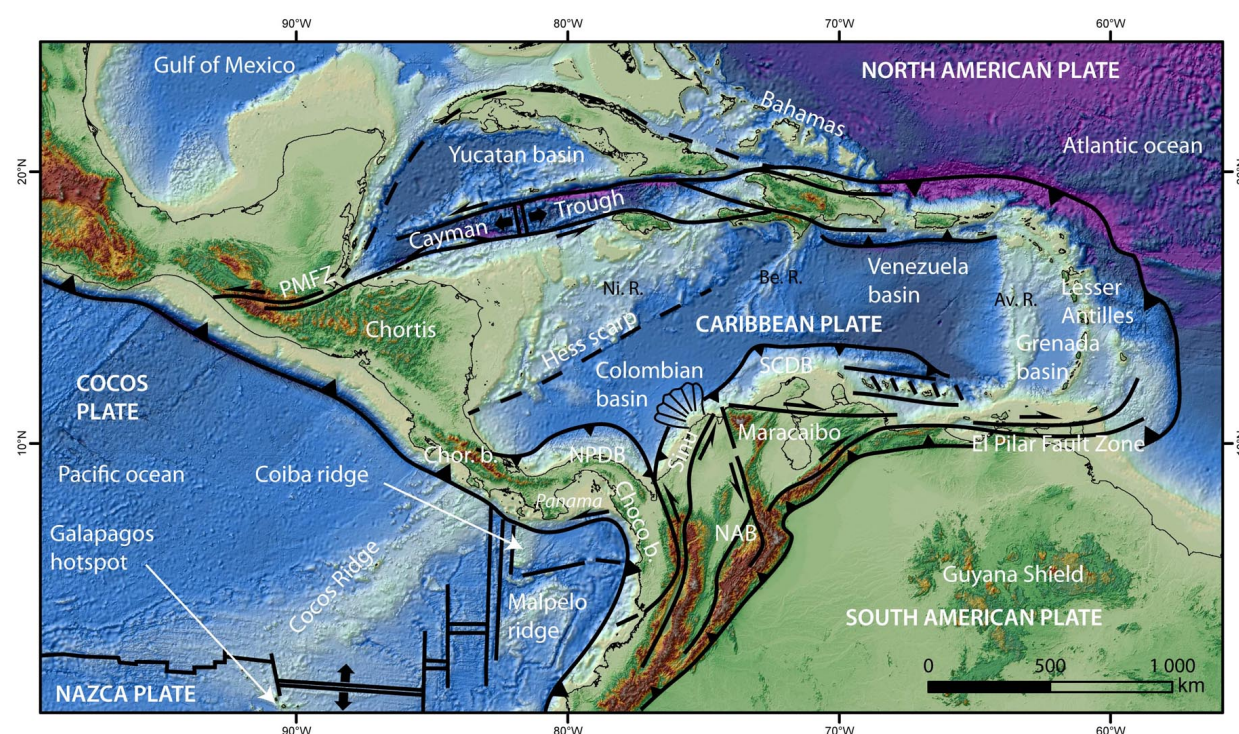


FIGURE 1.1 – Carte tectonique simplifiée, montrant l'interaction et les frontières de la plaque Caraïbe avec les plaques environnantes, modifiée d'après Pindell et Kennan (2009). PMFZ : *Polochic-Motagua Fault Zone*, SCDB : *South Caribbean Deformed Belt*, NAB : *North Andean Block*, Chor. b. : *Chorotega block*, Ni.R. : *Nicaragua Ridge*, Be. R. : *Beata Ridge*, Av. R : *Aves Ridge*.

Dans sa configuration actuelle, la plaque Caraïbe est bordée par les plaques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Cocos et Nazca, dont ses limites sont définies par (Fig. 1.1) :

- *au nord-ouest*, le système décrochant sénestre de Polochic-Motagua avec l'Amérique du Nord ;
- *au nord*, la fosse de Cayman étroite zone d'accrétion océanique enserrée entre deux systèmes de failles sénestres ;
- *au nord-est*, une large zone de transpression au sud des Bahamas, produisant l'orogène nord-Caraïbe ;
- *à l'est*, la subduction de la plaque Amérique du Nord (Atlantique) sous la plaque Caraïbe et Amérique du Sud, provoquant l'émergence de l'arc insulaire des Petites Antilles ;

- *au sud-est*, la zone de décrochement dextre de la zone de failles d'El Pilar, allant du continent sud américain jusqu'à la zone de subduction atlantique ;
- *au sud*, une zone complexe alliant des décrochements dextres terre/mer et un prisme d'accrétion, le prisme Sud Caraïbe (SCDB) ;
- *au sud-ouest*, un décrochement sénestre entre les plaques Nazca et Caraïbe au sud du Panama ;
- *à l'ouest*, la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Caraïbe.

Dans la région Panama-Colombie, la frontière est diffuse entre la plaque Caraïbe et la plaque Amérique du Sud. Elle se répartie sur plusieurs centaines de kilomètres, localisée sur toute la bordure nord-ouest de l'Amérique du Sud. Cette frontière diffuse a été divisée en plusieurs blocs considérés comme accrétés et d'origine lithosphérique diverse. Cet ensemble constitue le bloc Nord Andin (NAB : *North Andean Block*) appartenant actuellement à la plaque Caraïbe (Fig. 1.1) (Gutschner *et al.*, 1999; Trenkamp *et al.*, 2002; Witt *et al.*, 2006). La région orientale du Panama, le bloc Chocó, faisant partie de la plaque Caraïbe, est en contact direct et interagit avec le bloc Nord Andin (Fig. 1.1). Ce contact se traduit par un processus assez rare, l'affrontement de deux prismes d'accrétion sédimentaire : le prisme Nord Panama (NPDB : *North Panama Deformed Belt*) et le prisme de Sinu (Fig. 1.1).

La structure de la plaque Caraïbe se révèle assez complexe. On distingue des bassins (Fig. 1.1) ; comme celui de Colombie, du Vénézuëla, ou de Grenade, mais également des rides (Fig. 1.1) ; comme celle du Nicaragua, de Beata, ou encore d'Aves. Cette structure, intimement liée à la nature lithosphérique de la plaque Caraïbe et aux déformations subies, reflète une histoire géologique elle-même complexe, fruit d'interactions multiples avec les plaques environnantes.

Les reconstitutions des différentes étapes historiques de la plaque Caraïbe sont rendues difficiles car : - les données utiles sont dispersées et le cœur de la plaque est largement océanique d'une première part, - et ses bordures sont fortement déformées et affleurent souvent sous un climat tropical humide, d'autre part.

Cependant, plusieurs missions de dragages, de forages profonds et d'observations géophysiques en mer ont permis d'apporter des éléments essentiels, pour la connaissance de la nature et structure de la plaque Caraïbe.

Des forages profonds effectués dans le cadre du programme *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), Leg 15, ont été implantés dans le bassin du Vénézuëla (site 146/149 et 150), sur la ride de Beata (site 151 et 153), et dans le bassin de Colombie proche de la ride du Nicaragua (site 152) (Edgar *et al.*, 1973).

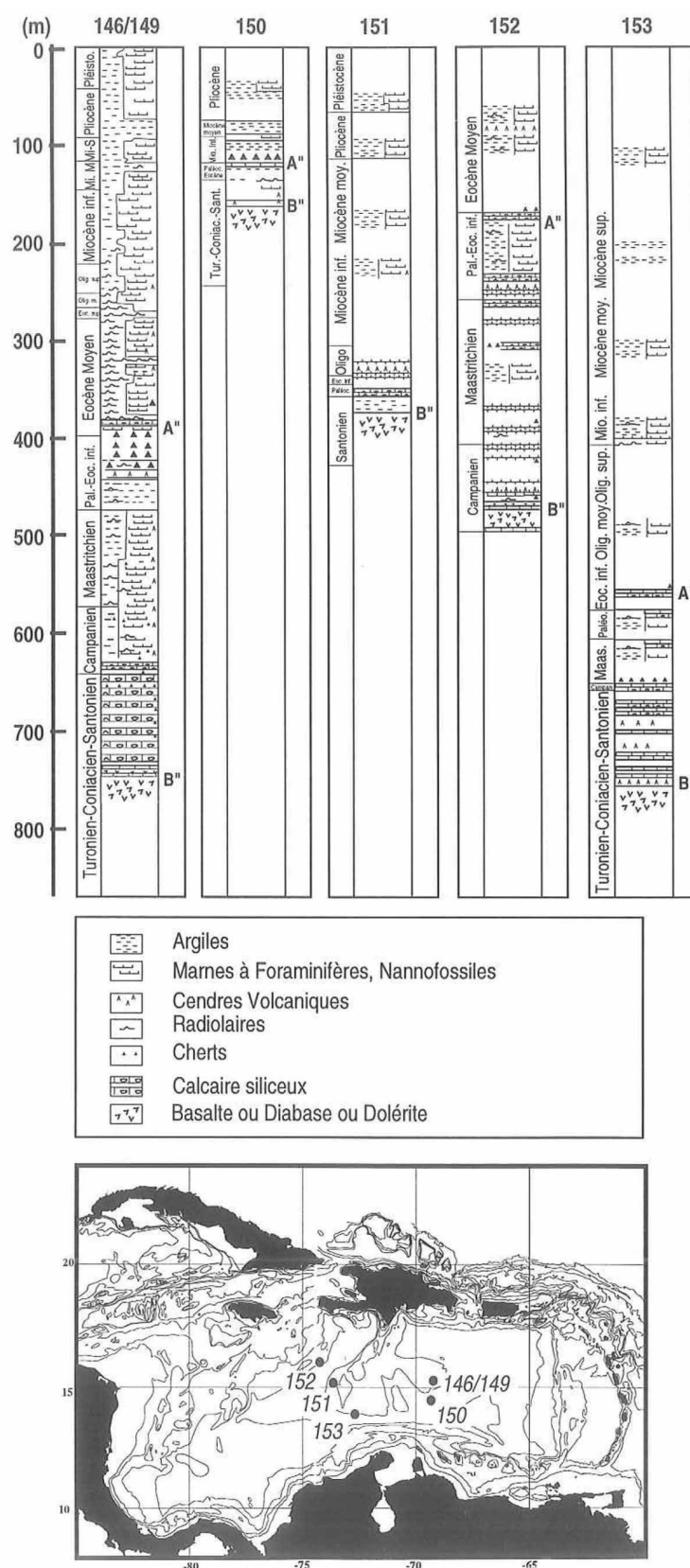


FIGURE 1.2 – Colonnes stratigraphiques modifiées et simplifiées d'après Leroy (1995), des puits BSDP situés dans les bassins de Colombie et du Venezuela et sur la ride de Beata, d'après Edgar *et al.* (1973)

Dans le bassin du Vénézuëla, une série complète extraite des forages (site 146/149) montre (Fig. 1.2) :

- à la base, un épisode basaltique, en coulées et intrudant des sédiments calcaires ;
- une alternance de calcaires siliceux à radiolaires, de cendres volcaniques, de niveaux carbonatés, de sables radiolaritiques, et d'argiles noires du Coniacien-Santonien ;
- des marnes et craies pélagiques du Campanien-Maestrichtien ;
- des sédiments argilo-siliceux du Paléocène ;
- des calcaires indurés et cherts de l'Eocène inférieur ;
- des craies et boues à radiolaires de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur ;
- et des boues marneuses et crayeuses à Foraminifères et Nannofossiles, de l'Oligocène supérieur au Quaternaire.

Le forage du site 150 met en évidence une lacune sédimentaire entre l'Eocène inférieur et le Miocène inférieur (Fig. 1.2).

Sur la ride de Beata, les colonnes stratigraphiques (site 151 et 153) sont similaires à celles du bassin du Vénézuëla avec des épaisseurs sédimentaires plus variables (Fig. 1.2).

Dans le bassin de Colombie, à proximité de la ride du Nicaragua (site 152), la colonne stratigraphique s'étend du Campanien à l'Eocène moyen et comprend (Fig. 1.2) :

- à la base, des coulées basaltiques,
- puis, une série sédimentaire Campanien-Eocène, composée de niveaux crayeux et calcaires admettant quelques niveaux silicifiés au Paléocène.

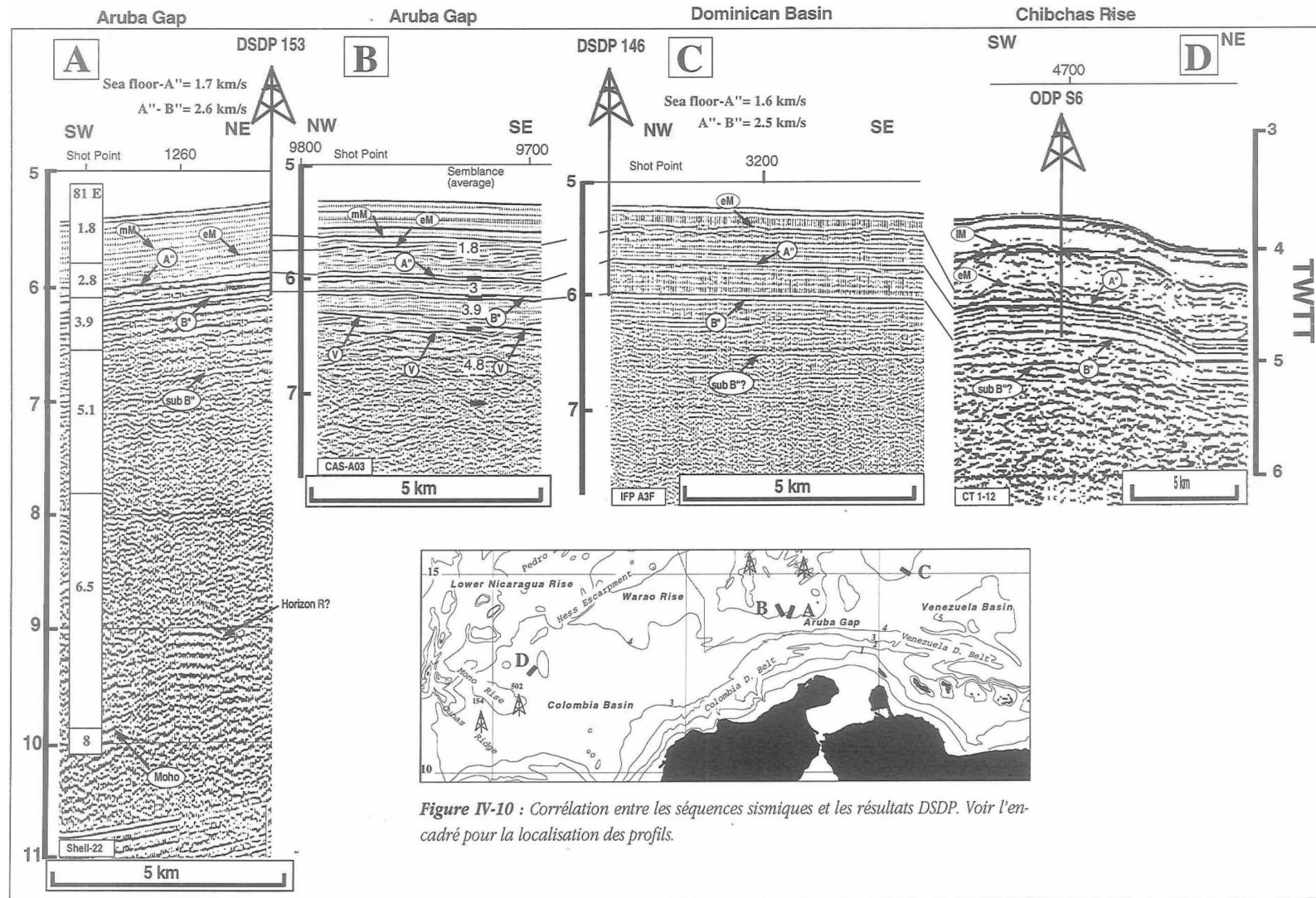


FIGURE 1.3 – Corrélation des données stratigraphiques des forages en mer avec les données des profils de sismique réflexion migrés représentés en TWT, d'après Leroy (1995) et Mauffret et Leroy (1997)

La figure 1.3 synthétise la corrélation entre les données de forages en mer et les profils de sismique réflexion. Cette corrélation montre deux réflecteurs principaux :

- le réflecteur A" résulte d'un contraste d'impédance entre des argiles et des sédiments calcaires plus lités (Bader *et al.*, 1970). Ce réflecteur s'observe dans la plupart des bassins Caraïbes. Il est daté de l'Eocène moyen dans le bassin du Vénézuëla, de l'Eocène inférieur dans le passage d'Aruba et du Paléocène supérieur sur la ride du Nicaragua (Edgar *et al.*, 1973). Dans le bassin de Colombie, ce réflecteur daté de l'Eocène, est peu présent, voire absent, ou encore se confond avec le réflecteur B" (Moore et Fahlquist, 1976; Bowland, 1993). Ce réflecteur est absent sur les promontoires (exemple site 152) ce qui démontre une émergence des rides suivi d'une érosion avant le dépôt des unités pélagiques supérieures ;
- le réflecteur B" marque le toit des coulées basaltiques et des unités volcano-sédimentaires datées du Coniacien au Santonien.

Les données de sismique réfraction montrent une épaisseur de croûte de 15 km environ dans le bassin de Colombie, d'environ 18 km sur la ride du Nicaragua, d'une vingtaine de kilomètres au niveau de la ride de Beata et de 3 à 10 km dans le bassin du Venezuela (Edgar *et al.*, 1973; Mauffret et Leroy, 1997).

Cette épaisseur de croûte est liée à des épanchements volcaniques qui se sont produits entre 139 et 69 Ma (peut-être jusqu'à 55 Ma), essentiellement lors de deux épisodes majeurs : le premier vers 91-88 Ma et le second entre 78 et 69 Ma (Hoernle *et al.*, 2004, 2002; Revillon *et al.*, 2000b,a, 2002; Lapierre *et al.*, 2000; Mauffret *et al.*, 2001). D'après les analyses géochimiques, ces basaltes tholéiitiques sont issus d'un ou plusieurs plumes mantelliques en contexte intraplaque provenant soit du point chaud des Galapagos, soit du point chaud de Gorgona ou d'un point chaud non actif à l'heure actuelle (Lissinna, 2005; Revillon *et al.*, 2000a, 2002; Lapierre *et al.*, 2000; Sinton *et al.*, 1998; Kerr *et al.*, 1998; Kerr et Tarney, 2005). Ces épanchements de laves très fluides, responsables des sur-épaisseurs océaniques observées, forment un plateau océanique, et sont regroupés sous l'appellation CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*) ou CCOP (*Caribbean-Colombian Oceanic Plateau*).

Pour expliquer à la fois, la structuration et l'épaisseur anormale de la croûte, plusieurs hypothèses ont été avancées :

- la formation de plusieurs provinces volcaniques séparés par des bassins (Mauffret et Leroy, 1997) ;
- ou une phase de compression entre les deux Amériques depuis l'Eocène (Burke *et al.*, 1978) ;
- ou une phase de rifting et de *spreading-center*, liées à d'éventuelles anomalies magnétiques dans le bassin de Colombie (Christofferson, 1976) et du Vénézuëla (Guevara *et al.*, 2012).

Plusieurs modèles d'évolution géodynamique s'affrontent encore aujourd'hui, qui justifieraient cette structuration et cette nature complexe de la plaque Caraïbe (Fig. 1.4).

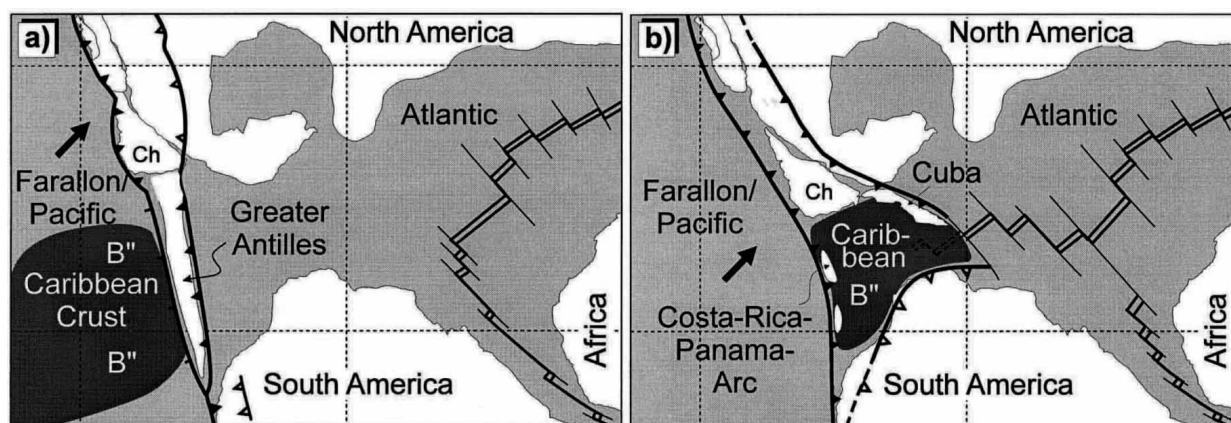


FIGURE 1.4 – Schéma d'après Meschede et Frisch (1998) montrant les deux grandes familles d'hypothèses, expliquant l'origine de la lithosphère Caraïbe (Comparaison à l'Albien (100 Ma) des deux reconstructions palinspastiques). a. "Modèle pacifique" d'après Pindell (1994), la plaque Caraïbe se forme dans le Pacifique. b. "Modèle in situ", la plaque Caraïbe se forme entre les deux Amériques.

On distingue deux groupes fondamentalement différents :

- **Le modèle "Pacifique"** propose la mise en place du CLIP sur la plaque océanique Farallon jeune dans le domaine pacifique au Mésozoïque, puis une migration au Cénozoïque entre les deux Amériques (Pindell et Kennan, 2009; Mann *et al.*, 2007; Wilson, 1965; Burke *et al.*, 1978; Malfait et Dinkelman, 1972; Pindell, 1994; Pindell et Dewey, 1982),
- **Le modèle "in situ"** propose quant à lui une mise en place du CLIP, au Mésozoïque, à l'ouest de sa position actuelle, mais toujours entre les deux Amériques. Ce CLIP reposerait soit sur une croûte continentale amincie et/ou océanique liée au propagateur nord atlantique (Ball *et al.*, 1969; Frisch *et al.*, 1992; James, 2006; Meschede, 1998; Sykes *et al.*, 1982; Donnelly, 1985; Klitgord et Schouten, 1986).

Les conflits entre différents modèles géodynamiques proviennent de divergence de points de vue sur le calendrier des événements tectoniques, la configuration des plaques ou encore sur l'origine et la nature des blocs et terrains accrétés (Meschede et Frisch, 1998). Cependant, l'ensemble des modèles converge vers un modèle unique à partir du Cénozoïque.

Dans ce contexte, nous avons décidé d'explorer la bordure occidentale de la plaque Caraïbe, une zone encore mal comprise par la communauté scientifique. A l'issue de la présentation des résultats de ma thèse, nous verrons comment ceux-ci peuvent apporter des éléments permettant de discriminer ces modèles géodynamiques.

1.3 L'Amérique centrale, bordure occidentale de la plaque Caraïbe

L'Amérique Centrale constitue la bordure occidentale de la plaque Caraïbe. Elle est divisée en trois blocs de nature lithosphérique différente : le bloc Chortis (fragment continental de l'Amérique du Nord), le bloc Chorotega et le bloc Chocó (croûte océanique Caraïbe). Ces blocs font face aux plaques océaniques de Cocos et Nazca (Fig. 1.5). Les plaques Cocos et Nazca sont issues de la fragmentation de la plaque Farallon il y a 25-23 Ma (Lonsdale, 2005; Barckhausen *et al.*, 2008).

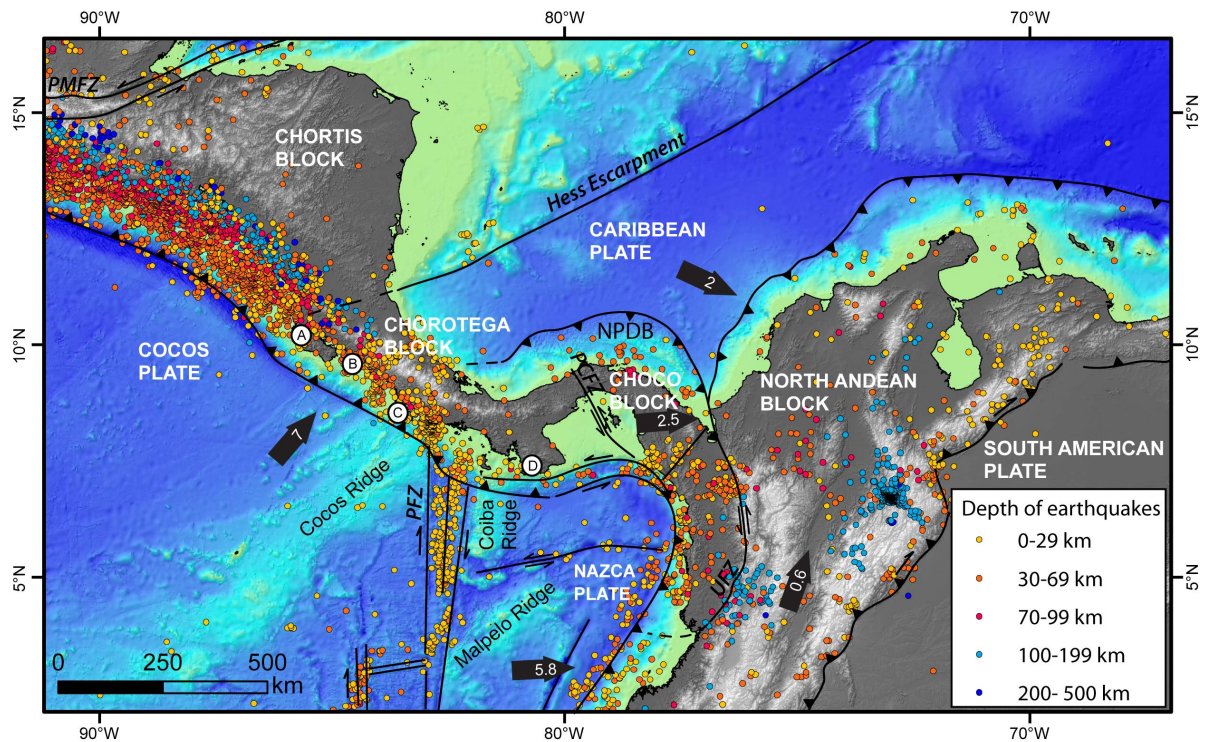


FIGURE 1.5 – Carte de l'Amérique centrale montrant la sismicité en fonction de la profondeur (Catalogue USGS 2002-2009 et Engdhal pour 1900-2002), et le mouvement des plaques mesuré par GPS en cm/an avec comme référentiel fixe le bouclier guyanais (Trenkamp *et al.*, 2002). Les lettres a, b, c, et d, représentent respectivement les terrains accrétés le long du front de subduction : Nicoya, Herradura, Osa et Azuero. PMFZ : *Polochic-Motagua Fault Zone*, PFZ : *Panama Fault Zone*, PCFZ : *Panama Canal Fault Zone*, NPDB : *North Panama Deformed Belt* and UFZ : *Uramita Fault Zone*.

L'accommodation de la convergence de la plaque Cocos par rapport à la plaque Caraïbe, à une vitesse d'environ 9 cm/an (Freymueller *et al.*, 1993), se traduit par la subduction de la plaque Cocos, produisant une sismicité typique associée au plan de Wadati-Benioff, et un arc volcanique (Fig.1.5).

Plus au sud, la ride de Cocos, créée par le point chaud des Galapagos, subducte sous le bloc Chorotega (Fig.1.5). Cette subduction est décrite comme une subduction "plate" (*flat subduction*),

impliquant des déformations compressives (Kolarksky *et al.*, 1995a; LaFemina *et al.*, 2009), des séismes de faible profondeur et une surrection de la plaque chevauchante. Elle produit par ailleurs un arrêt du volcanisme depuis 5 Ma (Grafe *et al.*, 2002).

La frontière entre la plaque Cocos et la plaque Nazca est marquée par la présence d'un système d'ouverture en décrochement dextre, la *Panama Fracture Zone* (Adamek *et al.*, 1988), qui entre également en subduction sous le bloc Chorotega (Fig.1.5). Elle produit, au niveau de la plaque chevauchante, des décrochements dextres sub-parallèles aux fractures de la plaque subduite (Morell *et al.*, 2008), et un volcanisme de signature adakitique (Defant *et al.*, 1991, 1992).

Plus au sud-est, la plaque Nazca se déplace vers l'est à une vitesse de 5.8 cm/an, créant une frontière avec le bloc Chocó (Panama) en décrochement sénestre (Westbrook *et al.*, 1995) (Fig.1.5). Puis la convergence Nazca/Cocos est de nouveau frontale face à la côte colombienne, la plaque Nazca entre alors en subduction vers l'est sous le continent sud-américain (Westbrook *et al.*, 1995).

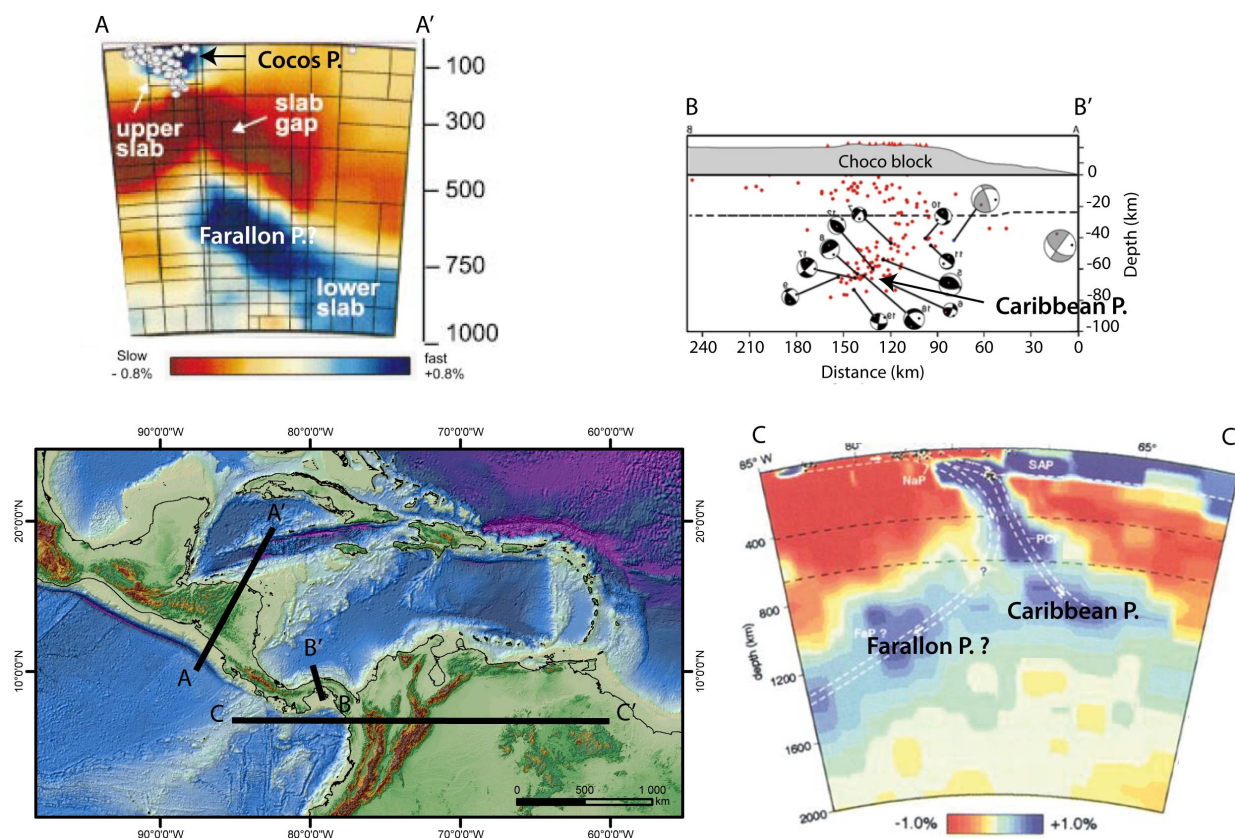


FIGURE 1.6 – Regard porté en profondeur. AA' : transect de tomographie des ondes P issu de (Rogers *et al.*, 2002), BB' : Localisation et mécanismes au foyer en profondeur au niveau du block Chocó issu de (Camacho *et al.*, 2010), CC' : transect de tomographie des ondes P au niveau de l'Amérique du Sud, extrait de (Taboada *et al.*, 2000).

La frontière entre les blocs Chocó et Nord Andin (Fig.1.5) se traduit aujourd'hui par le système décrochant sénestre d'Uramita (UFZ) (Duque-Caro, 1990b), qui accommode l'échappement du bloc Nord Andin vers le nord de 6 mm/an depuis le Pliocène (Egbue et Kellogg, 2010). Ce système se

connecte au front de chevauchement du prisme Nord Panama ou *North Panama Deformed Belt* (NPDB), chevauchement vers le nord du bloc Chocó sur la plaque Caraïbe (Silver *et al.*, 1990, 1995). Ce prisme d'accrétion incurvé disparaît vers l'ouest, en arrivant au cœur du bloc Chorotega (Silver *et al.*, 1990). Camacho *et al.* (2010) suggèrent l'initiation d'une nouvelle subduction en s'appuyant sur l'enregistrement de la sismicité (Fig.1.6).

La frontière entre le bloc Chorotega et le bloc Chortis est matérialisée par le prolongement de l'escarpement de Hess (Case et Holcombe, 1980; Escalante, 1990; Krawinkel et Seyfried, 1994) qui serait représenté par la faille hypothétique de Santa Helena dont certains auteurs l'a considère encore active à l'heure actuelle (Beccaluva *et al.*, 1996; Giunta *et al.*, 2006). Au nord du bloc Chortis, le système de Polochic-Motagua marque la frontière Caraïbe/ Amérique du Nord (Wadge et Burke, 1983; Lyon-Caen *et al.*, 2006).

La figure 1.6 récapitule les différentes interactions en profondeur entre les plaques Caraïbe, Cocos et Nazca, grâce aux données sismologiques. En l'absence de données tomographiques locales précises, Camacho *et al.* (2010) proposent une géométrie en profondeur sous l'isthme panaméen, en se basant sur la distribution des séismes enregistrés par le réseau local, et en calculant leurs mécanismes au foyer.

On pourrait imaginer que la confrontation de quatre plaques tectoniques dans la région panaméenne entraînerait une forte sismicité locale. Or cette sismicité est relativement faible (Fig.1.5). La frontière entre les blocs Chocó et Chorotega est définie par les anomalies de Bouguer comme une zone de cisaillement profonde de direction N40°, qui a été appelée *Panama Canal Fault Zone* (PCFZ), ou *Panama Canal Shear Zone* (PCSZ) (Case, 1974), car parallèle à la direction générale du Canal inter-océanique de Panama. L'origine de la PCFZ reste encore inconnue.

1.4 Présentation générale des blocs Chorotega et Chocó

L'isthme inter-américain panaméen possède une forme courbée, convexe vers le nord, dessinant ainsi un orocline à vergence nord. On distingue trois régions géographiques : (1) l'ouest Panama,

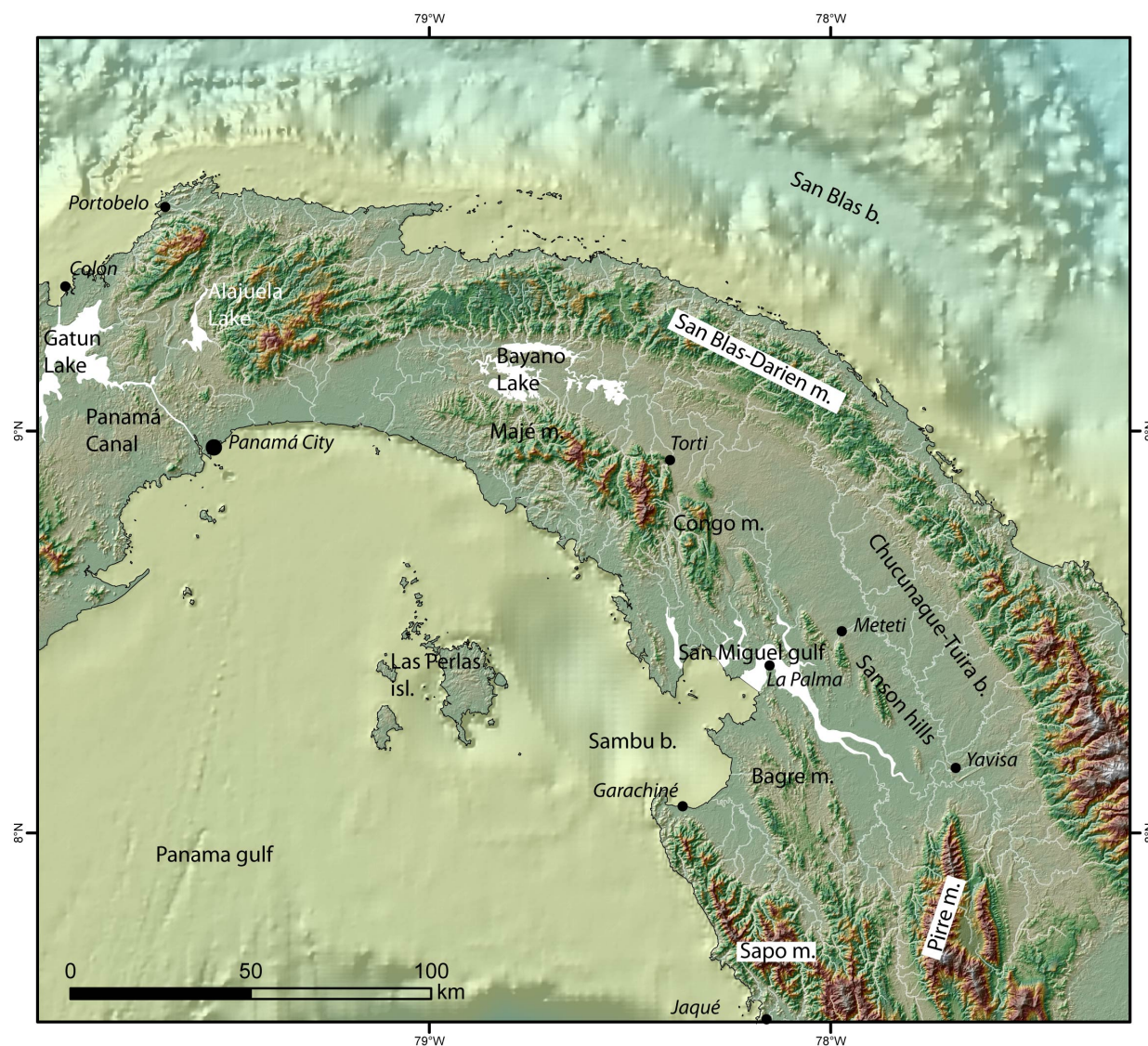


FIGURE 1.7 – Carte topographique SRTM et bathymétrique GECBO légendée.

constitué du bloc Chorotega, caractérisé par deux arcs volcaniques (Campanien-Eocène moyen et Miocène-Actif) ainsi que des terrains accrétés ; (2) le Panama central, zone frontière entre les deux blocs tectoniques, Chorotega et Chocó, traversé par le Canal de Panama ; (3) et l'est Panama, constitué de la partie nord occidentale du bloc Chocó, caractérisé un arc volcanique Campanien-Eocène moyen.

Les cartes des figures 1.7 et 1.8 sont présentées ici pour apprécier la topographie, définit par plusieurs massifs et bassins qui seront plus amplement décrits ultérieurement.

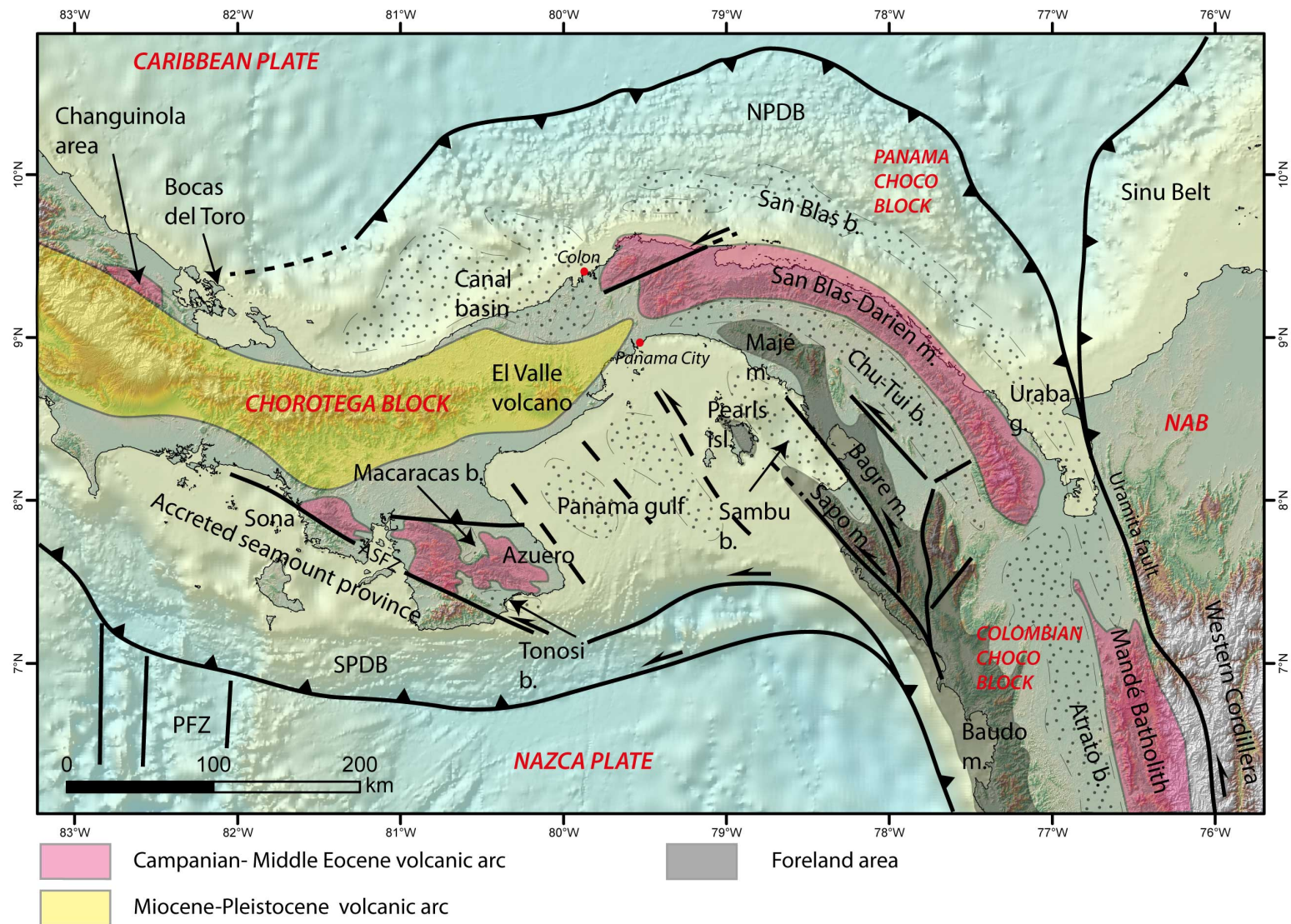


FIGURE 1.8 – Carte tectonique simplifiée du Panama. ASFZ : Azuero-Sona Fault Zone, PFZ : Panama Fault Zone, NPDB : North Panama Deformed Belt, SPDB : South Panama Deformed Belt, NAB : North Andean Block.

1.5 Géologie et stratigraphie succinctes de la bordure occidentale de la plaque Caraïbe

1.5.1 L'ouest Panama : bloc Chorotega

Le bloc Chorotega enregistra une histoire géologique, en grande partie, marquée par la convergence entre les plaques Farallon et Caraïbe durant le Crétacé-Paléogène, puis par la convergence entre les plaques Cocos et Caraïbe durant le Néogène. La dernière phase de convergence est encore active à l'heure actuelle.

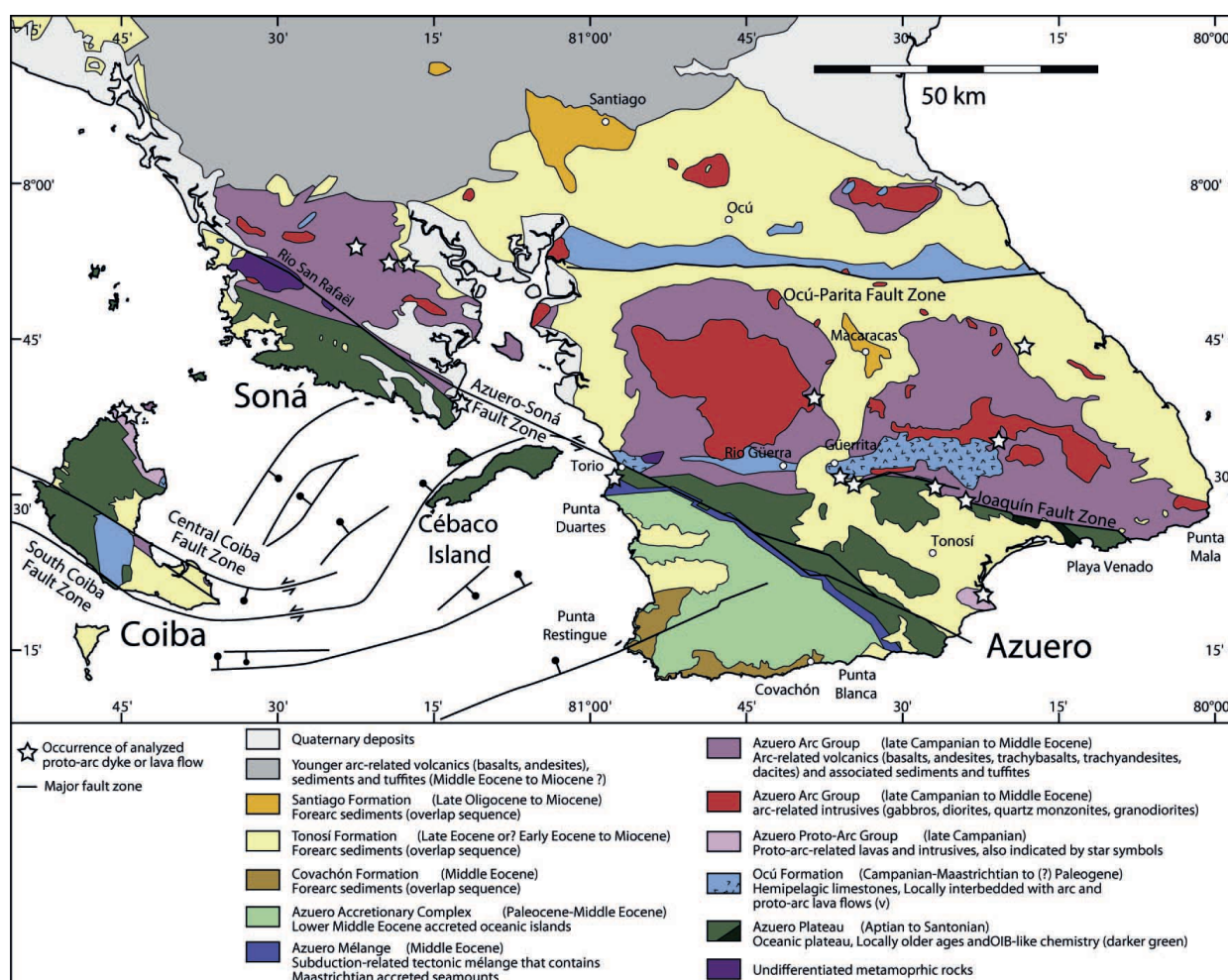


FIGURE 1.9 – Carte géologique de la région d'Azuero et de Sona (Buchs *et al.*, 2011b), établie d'après une compilation de données et de cartes géologiques (Terry, 1956; Del Giudice *et al.*, 1969; Metti et Recchi, 1976; Metti *et al.*, 1972; Recchi et Miranda, 1977; Kolarsky *et al.*, 1995b; D.G.R.M., 1991).

La première période de convergence fut à l'origine d'une zone de subduction intra-océanique marquée par l'apparition d'un arc volcanique à partir du Campanien dans la zone d'Azuero (Buchs

et al., 2011a,b) et dans la région de Changuinola (Fisher et Pessagno, 1965).

Cet arc volcanique affleure aujourd'hui entre les péninsules d'Azuero, et de Sona et la zone de Changuinola (Fig. 1.8 et Fig. 1.9). L'activité volcanique s'étendit du Campanien à l'Eocène moyen (Fig.1.10).

Cette période de convergence se caractérisa par une subduction érosive donnant lieu à l'accrétion tectonique de *seamounts* le long du front de subduction provenant de la plaque Farallon. Ces terrains accrétés se retrouvent aujourd'hui dans la péninsule d'Azuero (AAC : *Azuero, Accretionary Complex*) (Fig. 1.9 et Fig.1.10), ainsi qu'à Nicoya, Herradura et Osa (Denyer *et al.*, 2006; Buchs *et al.*, 2011a,b) (Fig. 1.5).

La Formation Rio Quema, anciennement appelée Formation Ocu dans la péninsule d'Azuero, montre d'après les analyses de Foraminifères planctoniques et Radiolaires, une séquence sédimentaire d'avant-arc discordante sur un socle d'âge Campanien supérieur au Maastrichien (Corral *et al.*, 2011, 2013). Trois faciès sont identifiables : un faciès de pente proximale avec des épisodes volcaniques et des séquences de chenaux, un second faciès de pente médiane caractérisé par des successions volcano-sédimentaires, des coulées de laves andésitiques, des conglomérats et des grès, et un troisième faciès de pente distale constitué d'une alternance de sables, argiles, calcaires pélagiques et de quelques laves andésitiques (Corral *et al.*, 2013).

La faille de Joaquin a été interprétée comme une faille décrochante sénestre d'après les mécanismes au foyer (Kolarsky et Mann, 1995) (Fig. 1.9). Cependant, les indices de déplacements le long de cette faille montrent un mécanisme de transpression dextre, actif durant le Paléogène (Corral *et al.*, 2011, 2013). Cette faille a donc joué dans un premier temps en transpression dextre accommodant la composante décrochante du partitionnement de la déformation d'une subduction oblique, puis dans un second temps en décrochement sénestre.

Puis, l'arc volcanique de la région d'Azuero migra vers le nord au cours de l'Eocène moyen, pour atteindre sa position actuelle dans la Cordillère centrale panaméenne (Lissinna, 2005) (Fig. 1.8). En revanche, le déplacement de l'arc fut faible dans la région de Changuinola. L'arc volcanique ancien, représenté par les andésites de la Formation Ocu, fut alors recouvert par des séries volcaniques et volcano-sédimentaires de l'arc néogène et actif (Fig. 1.8).

De l'Eocène moyen jusqu'au Miocène moyen, les Formations Tonosi et Santiago (anciennement Fm. Macaracas d'après Krawinkel *et al.* (1999)) se déposèrent préférentiellement dans les zones en dépression, comme les bassins de Tonosi et Macaracas.

La Formation Tonosi, décrite par Buchs *et al.* (2011b), comprend deux unités lithologiques différentes (Fig.1.10). L'unité inférieure correspond à une séquence transgressive d'une épaisseur variant de 40 à 400 m. Elle est composée de conglomérats, de grès grossiers admettant des niveaux fins charbonneux, et de calcaires marins peu profonds. Les clastes de cette unité proviennent de l'érosion de l'arc volcanique et du AAC (*Azuero Accretionary Complex*) (Fig. 1.10). Cette séquence inférieure est datée par Kolarsky *et al.* (1995b) de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur et marque une subsidence de la zone après son émergence. L'unité supérieure d'épaisseur variant entre 500 et 800 m est associée à des séquences turbiditiques de milieu marin plus profond. Elle se compose de grès, silstones et argiles d'âge Oligocène supérieur à Miocène moyen.

Dans le bassin de Macaracas, la Formation Santiago, datée de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen, est composée de grès, silstones, argiles et charbons déposés dans un milieu marin néritique à terrestre (Fig.1.10).

La formation du bassin de Tonosi serait une des conséquences de l'accrétion de *seamounts* le long

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE

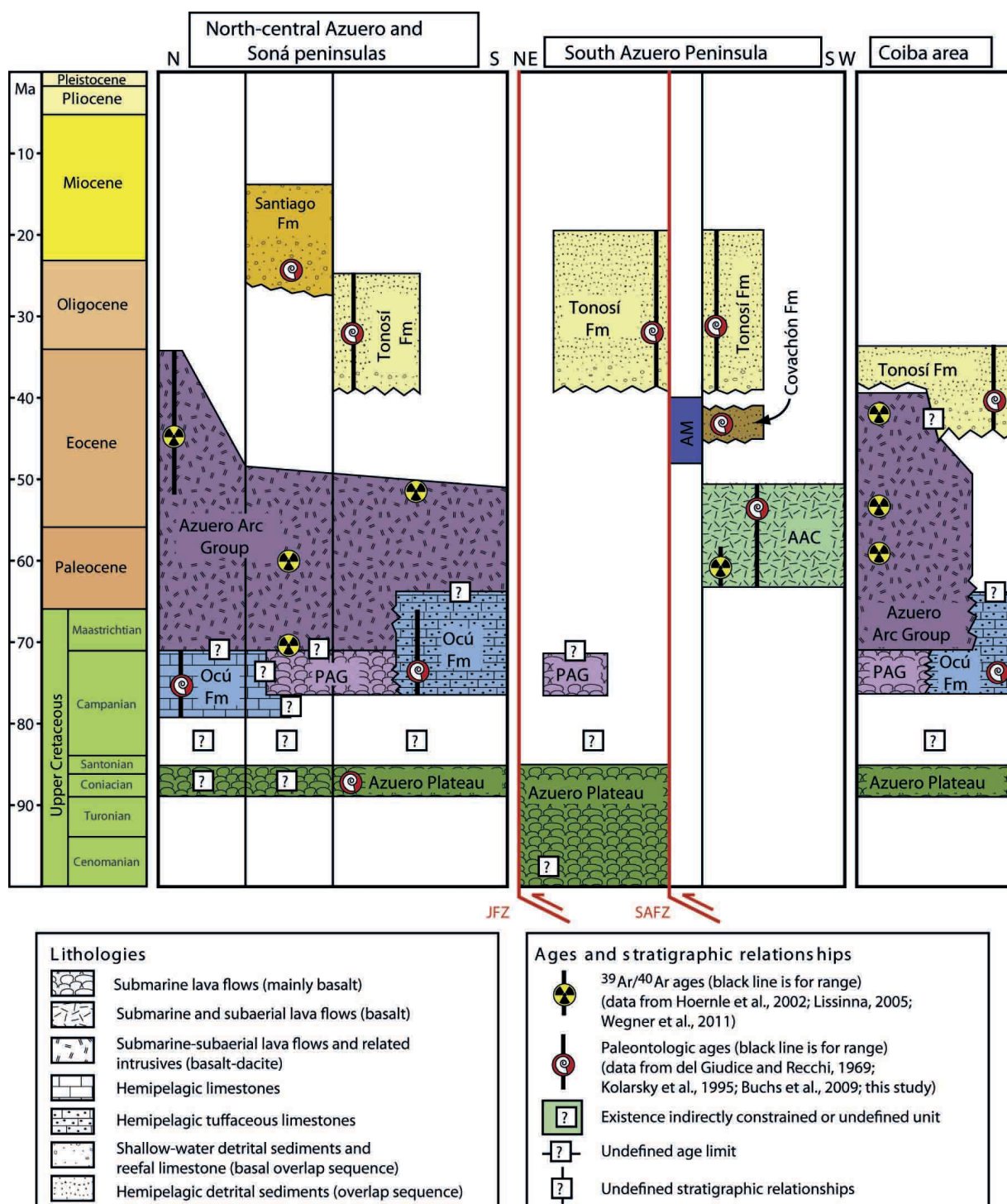


FIGURE 1.10 – Charte chronostratigraphique du Crétacé au Miocène de la région d'Azuero d'après Buchs *et al.* (2011b). PAG : *Proto-Arc group*, AM : *Azuero Mélange* et AAC : *Azuero Accretionary Complex*.

de la subduction et semble être contrôlée par la zone de failles de Azuero-Sona (Fig.1.9). Cette zone de failles joue aujourd'hui en décrochement sénestre, rendant compte de l'obliquité de la subduction de la plaque Nazca à cet endroit (Kolarsky *et al.*, 1995a). Le long de cette zone de failles, des roches métamorphiques de faciès schiste-vert et amphibolite affleurent (Tournon *et al.*, 1989). Néanmoins, leurs origines ne sont pas clairement expliquées. De même, la cause de la formation du bassin de Macaracas n'est toujours pas identifiée.

1.5.2 Le Panama central : frontière entre les blocs Chocó et Chorotega

Le Panama central est une délimitation purement géographique qui s'étend du volcan El Valle aux plutons de Cerro Azul/Mamoni dans le massif de San Blas-Darien. C'est au sein de ce secteur qu'a été creusé le Canal inter-océanique de Panama.

De nombreuses études paléontologiques, géologiques, géophysiques et paléosismologiques ont été menées par l'ACP (*Autoridad del Canal de Panama*), par le STRI (*Smithsonian Tropical Research Institute*) ou par différentes entreprises et universités, dans le cadre des travaux d'élargissement du canal de Panama lancés ces dernières années et dont la fin des travaux est prévue pour 2014 (centenaire de l'ouverture du canal).

Trois séquences stratigraphiques distinctes successives ont été décrites (Fig. 1.11 et Fig. 1.12) :

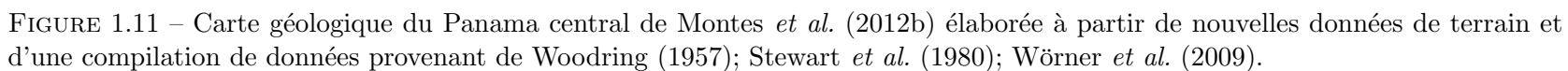
1. une unité volcanique à volcanoclastique, composée de basaltes en coussins et de laves basaltiques à andésitiques, accompagnés de cherts et de calcaires silicifiés intercalés, de brèches volcaniques et de grès volcanodétritiques. Cette unité est intrudée par les plutons de Cerro Azul et de Mamoni d'âge Paléogène ;
2. une unité sédimentaire, déposée entre la fin de l'Eocène moyen et le Miocène supérieur, qui montre une alternance de dépôts terrestres et marins ;
3. une unité volcanique à volcanoclastique d'âge Néogène représentée surtout dans la région proche du canal de Panama.

Ces unités seront décrites en détail dans le chapitre suivant.

Les études paléosismologiques et géophysiques montrent que des failles actives, telles que les failles de Pedro Miguel, de Rio Gatun, et de Limon (Fig. 1.11), traversent ou longent la région du canal (Pratt *et al.*, 2003; Rucker *et al.*, 2011; Rockwell *et al.*, 2010a,b). Ces failles sont interprétées comme la conséquence d'une déformation interne liée à la collision encore active entre l'Amérique centrale et l'Amérique du Sud. Elles sont pour la plupart normales et décrochantes et déterminent plusieurs petits bassins comme celui de Quebrancha (Fig. 1.11). Cependant, la formation du bassin du Canal ou bassin de Gatun, n'est pas encore clairement expliquée.

En profondeur, Case *et al.* (1971); Case (1974) proposent une zone de cisaillement sénestre (PCFZ) non exprimée en surface. Farris (2011), en interprétant un profil gravimétrique, montre la présence de ces failles normales à regard ouest. Cette zone de failles est à l'origine de la séparation de la Cordillère Centrale en deux blocs tectoniques : le bloc Chorotega à l'ouest, et le Chocó à l'est. Lissinna (2005) propose une initiation des déplacements aux alentours de l'Eocène moyen-supérieur, qui provoqua ainsi la migration de l'arc volcanique d'Azuero vers le nord.

Toutefois, aucune explication tectonique de ces déplacements sénestres n'a encore été avancée avec certitude.



La surrection des plutons de Cerro Azul et de Mamoni, dans le massif de San Blas-Darien, est vraisemblablement contrôlée par le fonctionnement de la faille de Rio Indio, chevauchante et décrochante sénestre. Deux phases de surrection ont été identifiées grâce aux résultats géochronologiques sur apatites et zircons : 47-42 Ma et 12-9 Ma (Montes *et al.*, 2012b). La première phase de surrection, dans un régime de compression, aurait selon cette interprétation, pour conséquence l'émergence de la partie centrale du Panama et l'érosion des roches volcaniques d'âge Crétacé supérieur à Éocène moyen (Wörner *et al.*, 2009; Wegner *et al.*, 2011; Lissinna, 2005; Montes *et al.*, 2012b,a). Montes *et al.* (2012b) proposent que cette phase soit associée à un phénomène post-volcanisme peu expliqué. La seconde phase de surrection enregistre l'émergence de l'isthme en raison de la collision de l'arc volcanique contre le continent sud-américain.

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE

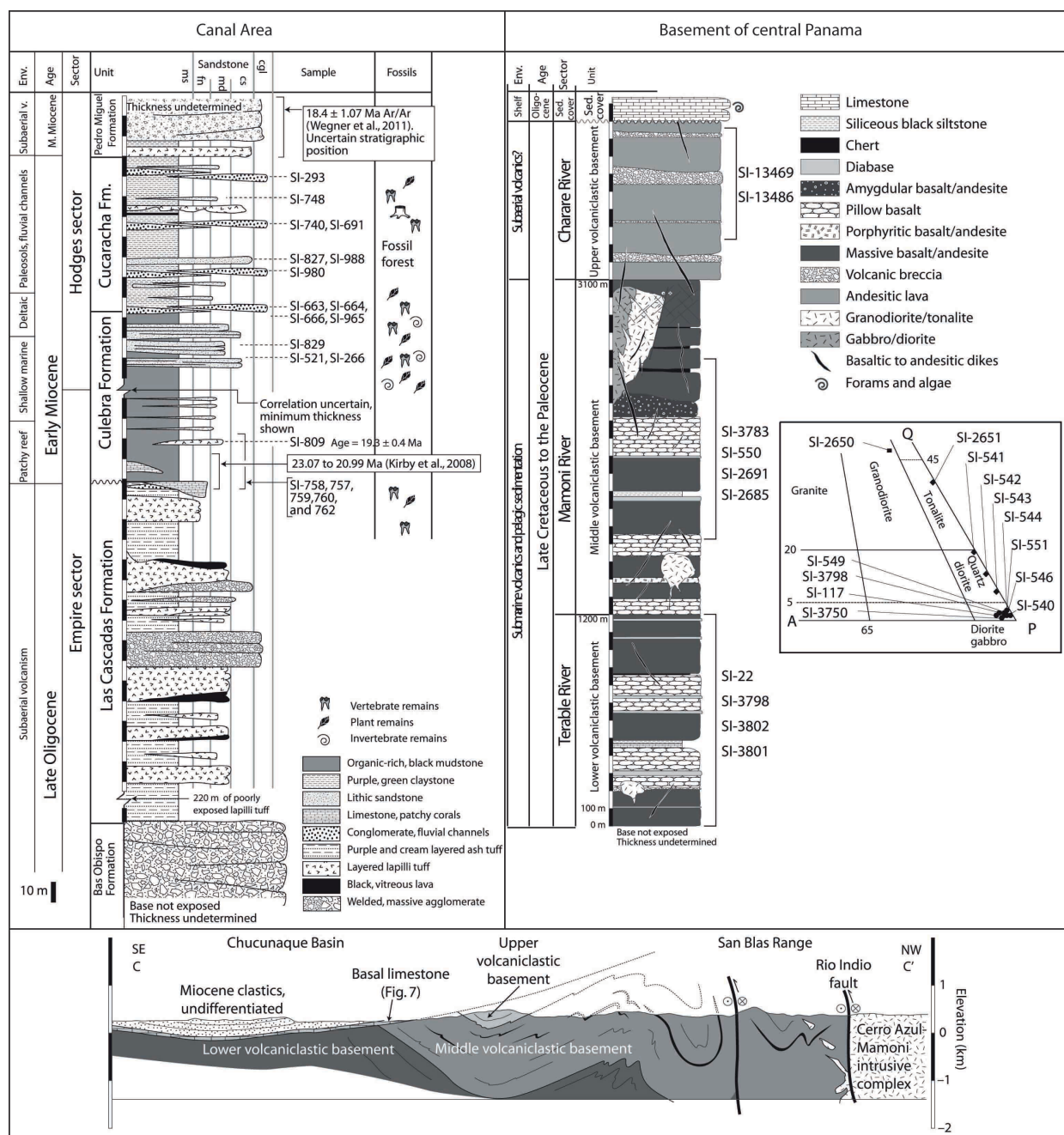


FIGURE 1.12 – Colonne stratigraphique levée le long du Canal de Panama, et colonne stratigraphique synthétique obtenue à partir des observations géologiques le long des rivières Terable, Mamoni et Charare dans le massif de San Blas-Darien, d'après Montes *et al.* (2012b). En bas, coupe géologique interprétative le long de la rivière Mamoni.

1.5.3 L'est du Panama : bloc Chocó

Le bloc Chocó dans sa partie panaméenne s'étend de la région du canal de Panama à l'ouest jusqu'à la frontière Panama-Colombie/golfe d'Uraba à l'est. En réalité, ce bloc s'étend également plus au sud, en Colombie occidentale, jusqu'à la région Istmina (Duque-Caro, 1990a,b). Ce bloc tectonique a été décrit pour la première fois par Dengo (1983) puis ces frontières et sa description lithologique ont été défini plus précisément par Duque-Caro (1990b).

Cette région est caractérisée par le massif de San Blas-Darien dont la topographie n'excède pas 300 m d'altitude (Fig. 1.7). Ce massif est constitué essentiellement d'un ancien arc volcanique, actif durant le Crétacé supérieur-Éocène moyen vers 40 Ma (Wörner *et al.*, 2009; Wegner *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012b,a; Lissinna, 2005; Maury *et al.*, 1995). Sur la bordure pacifique, les massifs de Majé, Bagré, Pirre et Sapo constituent des marches topographiques s'élevant progressivement jusqu'à 1000 m d'altitude (Fig. 1.7). Ils sont bordés par deux bassins sédimentaires : le bassin terrestre de Chucunaque-Tuira et son prolongement colombien le bassin d'Atrato, et le bassin terre/mer de Sambu (Fig. 1.8, 1.7 et 1.14).

Les premières études géologiques furent menées par des géologues français (Verbrugghe, 1879; Wyse, 1877; Wyse *et al.*, 1879) dans le cadre d'études préliminaires pour le tracé du Canal de Panama.

Des descriptions géologiques plus précises de la région du Darien furent ensuite réalisées par des compagnies pétrolières intéressées par le potentiel pétrolifère des deux bassins sédimentaires (Shelton, 1952; Terry, 1956) (Fig. 1.13). Dans les années 1960, l'*Office of Interoceanic Canal Studies* de l'*US Army* (OICS, 1966, 1967) avait le projet fou de créer un second canal en utilisant des bombes nucléaires pour traverser les massifs. Heureusement, ce projet a été abandonné, mais grâce aux études lancées par ce projet, des coupes géologiques furent levées. Dans les années 70, la compagnie pétrolière ESSO réalisa une investigation géologique sur les bordures du bassin de Chucunaque-Tuira (Esso, 1970, 1971a,b) (Fig. 1.13). Cette étude donna lieu à l'édition d'une première carte géologique. Puis, Bandy et Casey (1973) datèrent les affleurements sédimentaires les plus anciens de l'est du Panama, du Campanien inférieur, et corrélèrent l'unité stratigraphique affleurante du golfe de San Miguel à celle de la plaque Caraïbe, remarquant ainsi la similarité entre les basaltes de San Miguel et les basaltes tholéitiques affleurant sous l'horizon B". A la même période, Case *et al.* (1971); Case (1974) publièrent une carte des anomalies de Bouguer, permettant ainsi de déduire une épaisseur sédimentaire supérieure à 6000 m dans le bassin de Chucunaque-Tuira. Au cours de la décennie suivante, Bourgois *et al.* (1982); Duque-Caro (1990a,b) réalisèrent des études plus régionales, et montrèrent la similarité du point de vue stratigraphique, entre le bassin de Chucunaque-Tuira et celui d'Atrato en Colombie.

Les premières études structurales réalisées, à partir d'un radar embarqué sur un avion, permirent de faire une première estimation des structures et déformations dans les régions les plus reculées (MacDonald, 1969; Wing et MacDonald, 1973). Une carte géologique montrant les principales structures fut alors publiée (D.G.R.M., 1991). Mann et Kolarsky (1995) concentrèrent leur analyse structurale sur l'archipel de Las Perlas et des collines de Sanson. Coates *et al.* (2004) compilèrent les anciennes études et rassemblèrent leurs données de terrain récoltées pendant près de 30 ans, pour créer la carte la plus détaillée en terme de formations et âges néogènes (Fig. 1.14). En 2012, des analyses géochimiques dans le massif de Majé montrèrent la présence de roches de signature

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE

		Beckelmyer (1947), Sinclair Oil Co. Report	Shelton (1952)	Terry (1956)	McReady & Ward, (1960) Delhi-Taylor Oil Co. Report	Bandy and Casey (1973)		Esso Report (1970)	Coates et al.2004				
		Central Darien Province		Eastern Panama	Darien Province	Atlantic Side	Pacific Side	Darien Basin	Chucunaque-Tuira Basin		Tuira Basin	Sambu Basin	
Pliocene	Upper					Paralic and non-marine beds							Syn- post-collisional rocks
	Middle	Chucunaque Fm.	Chucunaque Fm.	Chucunaque Fm.		Sabana Beds							
	Lower												
Miocene	Upper	Pucro Fm.	Pucro Fm.		Chucunaque Fm.				Chucunaque Fm.	Chucunaque Fm.		Tuira Fm.	Syn- post-collisional rocks
	Middle	Lower Gatun Fm.	Lower Gatun Fm.	Gatun Fm.	Pucro Mbr. Lower Gatun Fm.				Pucro Fm.	Yaviza Fm.			
	Lower	Aquaqua Fm.	Aquaqua Fm.	Aquaqua Fm.	Aquaqua Fm.				Clarita Mbr.	Clarita Fm.		Clarita Fm.	
Oligocene	Upper	Arusa Shale	?		Arusa Fm.	Pacific Tuffs	Clarita Lst. ?	Capeti Fm.	Porcona Mbr.	Porcona Fm.		?	Pre-collisional rocks
	Middle	?	Arusa Shale	Arusa Fm.	?								
	Lower	Clarita Fm.	Clarita Fm.		Clarita Fm.				Coliscordia Mbr.				
Eocene	Upper		Corcona Fm.					Darien Fm.	Tuquesa Mbr.	Darien Fm.			Pre-collisional rocks
	Middle			Eocene	Corcona Fm.		Morti Tuffs						
	Lower		Agglomerate ?	?									
Paleocene				Chert ?	?			San Blas Fm.	Caobanera Fm.				Pre-collisional rocks
Cretaceous								Punta Sabana Fm.		San Blas Complex			

FIGURE 1.13 – Synthèse des nomenclatures lithostratigraphiques de la région du Darien de Coates *et al.* (2004) provenant d'études antérieures (Beckelmyer, 1947; Shelton, 1952; Terry, 1956; McReady et Ward, 1960; Bandy et Casey, 1973; Esso, 1970)

adakitique (Whattam *et al.*, 2012), témoins selon leur interprétation d'une déchirure du panneau plongeant sous l'isthme de Panama au cours du Miocène inférieur.

La stratigraphie décrite dans la région orientale du Panama est sensiblement la même que celle rencontrée dans la région centrale du Panama (Fig. 1.13). On relève trois ensembles :

1. un ensemble volcanique à volcanoclastique comprenant les roches du socle de l'arc, surmonté de l'arc volcanique lui-même jusqu'à l'Éocène moyen ;
2. puis un ensemble de roches sédimentaires volcanodétritiques d'abord siliceuses puis calcaires, d'âge Oligocène à Miocène supérieur ;
3. et un évènement volcanique au cours du Miocène inférieur, retrouvé dans le massif de Majé, l'archipel de Las Perlas, et dans le massif de Sapo (Lissinna, 2005; Whattam *et al.*, 2012).

Les déformations et structures associées les plus marquées sont induites par la collision de l'arc



volcanique du bloc Chocó avec l'Amérique du Sud et la formation de l'orocline, conséquence de cette collision (Mann et Corrigan, 1990; Mann et Kolarsky, 1995; Montes *et al.*, 2012a).

1.6 L'évènement tectonique majeur de la région : la collision Arc-Continent

La région d'étude montre des interactions tectoniques fortes avec l'Amérique du Sud au cours du Néogène, essentiellement dues à sa proximité.

De nombreuses études utilisent des marqueurs indirects comme les variations isotopiques, géochimiques, et fauniques (mammifères) dans les sédiments de part et d'autre de l'isthme, pour déterminer l'âge de l'émergence et de la connexion entre les deux continents américains (Keigwin, 1978; Duque-Caro, 1990a; Coates *et al.*, 1992; Collins *et al.*, 1996b; Kameo et Sato, 2000; Haug et Tiedemann, 1998; Haug *et al.*, 2001; Beu, 2001; Newkirk et Martin, 2009). Cet âge est estimé entre 7 et 3.5 Ma.

D'après des études paléontologiques supplémentaires, une émergence plus ancienne aurait eu lieu au Miocène moyen-supérieur (Whitmore Jr et Stewart, 1965; Kirby et MacFadden, 2005). Par exemple, des études sur les amphibiens, montrent l'invasion de la grenouille *Tungara*, présentant une intolérance à l'eau salée et provenant initialement de l'Amérique du Sud, dans toute l'Amérique centrale au Miocène supérieur (6-10 Ma) (Weigt *et al.*, 2005; Cody *et al.*, 2010).

Dans la région est du Panama, c'est-à-dire dans le bloc Chocó, plusieurs discordances témoignent de la surrection de l'isthme au cours du Néogène : entre 14.8 et 12.8 Ma, puis à 7.1 Ma (Coates *et al.*, 2004). Ces surrections ont été interprétées comme le résultat d'une collision progressive de l'arc sur le continent sud-américain (Coates *et al.*, 2004).

Ces études montrent que la surrection de l'isthme sud-américain est une conséquence de l'accrétion progressive de l'Amérique Centrale contre l'Amérique du Sud. A partir de faits géologiques indirects et une interprétation géodynamique, Farris *et al.* (2011) estiment une collision initiale entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène.

Il est certain que cette collision produisit un grand nombre de déformations et structures dans la partie accrétée de l'Amérique centrale (c'est-à-dire le bloc Chocó), à l'origine de la surrection de l'isthme. Or peu d'études structurales décrivent les déformations anté-Miocène moyen pour contraindre au mieux cette accrétion arc-continent.

1.7 Problématiques soulevées par l'étude bibliographique

Une étude bibliographique montre que de nombreuses zones d'ombres persistent dans la région du Panama et sa connexion colombienne. Plusieurs problématiques sont ainsi soulevées :

1. Existe-t-il un socle de la plaque Caraïbe, sur lequel se seraient épandues les séries du CLIP ? S'il existe, quel est sa nature exacte, océanique ou continentale ?
2. Est-il possible d'observer ce soubassement au Panama, affleurant à la faveur de mouvements verticaux et d'une érosion subséquente ?
3. De manière générale, comment se déforme au cours du temps l'isthme inter-américain ? Quels sont les événements tectoniques responsables de ces déformations ?
4. A quelle période s'initie la fracture de l'Amérique Centrale, au niveau de la PCSZ (*Panama Canal Shear Zone*), créant deux blocs distincts, Chorotega et Chocó ?
5. Pourquoi l'arc volcanique, témoin de la subduction de la plaque Farallon, s'arrête dans le bloc Chocó au cours de l'Eocène moyen, alors qu'il persiste mais migre vers le nord au niveau de la péninsule d'Azuero ?
6. Comment et à quelle période se forment les différents bassins sédimentaires dans l'isthme de Panama ?
7. Comment et à quelle période s'initie l'orocline panaméen ?
8. Est-ce que l'épisode volcanique miocène, de signature adakitique, dans la région est et centrale de l'isthme, provient de la subduction d'une ride d'ouverture océanique, ou d'un déchirement de la croûte subduite ?
9. Comment et à quelle période s'initie le prisme d'accrétion Nord Panama (NPDB) ? Quels sont les sédiments impliqués dans les structures de ce prisme ?

Pour répondre à ces questions, il est nécessaire de réunir des informations d'ordre stratigraphiques, géochronologiques et tectoniques sur la région concernée. Dans cette étude, j'exposerai ainsi successivement les résultats d'une **analyse stratigraphique**, comprenant de nouvelles datations de fossiles dans des roches sédimentaires, les résultats d'une **analyse des structures et déformations**, alliant de nouvelles données de terrain, l'interprétation de lignes sismiques et des travaux de télédétection à partir d'images spatiales, les résultats d'**analyses thermochronologiques** pour une quantification des mouvements verticaux par AFT (traces de fission sur apatites), puis une **analyse de profils de sismique réflexion** dans la mer des Caraïbes. Les résultats de toutes ces analyses, confrontées aux données publiées dans la littérature scientifique, feront ensuite l'objet d'une **interprétation géodynamique**, sous la forme d'un modèle d'évolution tectonique.

Chapitre 2

Stratigraphie de l'est Panama, bloc Chocó panaméen

Sommaire

2.1	Introduction	33
2.2	Techniques employées et résultats	34
2.2.1	Techniques de datation	34
2.2.2	Résultats des datations	34
2.3	Unités magmatiques et sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen : le Complexe de San Blas	42
2.3.1	Le soubassement panaméen	43
2.3.2	Le proto-arc volcanique	43
2.3.3	L'arc volcanique	46
2.4	Unités sédimentaires de l'Éocène Moyen à l'Oligocène supérieur . . .	48
2.4.1	La Formation Darien	48
2.4.2	La Formation Porcona	49
2.4.3	Les Formations observées dans la région du Canal de Panama	51
2.5	L'activité magmatique de l'Oligocène au Miocène	53
2.6	Les unités sédimentaires du Miocène inférieur	56
2.6.1	La Formation Clarita	56
2.6.2	La Formation Las Cascadas	57
2.6.3	La Formation La Culebra	58
2.6.4	La Formation Cucaracha	58
2.7	La couverture sédimentaire du Miocène moyen à supérieur	60
2.7.1	Les Formations Gatun et Chagres du bassin Canal de Panama	60
2.7.2	Les Formations des bassins de Chucunaque-Tuira, et Sambu : Sabana Beds	62
2.8	Résumé et conclusion	65

2.1 Introduction

La partie panaméenne du bloc Chocó est délimitée à l'est par la frontière politique entre la Colombie et le Panama, et à l'ouest par le tracé du canal de Panama. Afin de pouvoir comprendre

sa structure et l'évolution de ses déformations, il est indispensable de bien décrire et clarifier la stratigraphie des terrains qui le constitue, tant dans son aspect biostratigraphique que tectonostratigraphique. Pour cette étude, j'ai confronté mes propres observations de terrain et mes nouvelles datations originales avec la compilation de nombreux travaux publiés dans la littérature scientifique ou dans des rapports techniques, qui ont été consacrés à cette région et aux régions voisines (Coates *et al.*, 2004; Duque-Caro, 1990a,b; Bourgois *et al.*, 1982; Mann et Kolarsky, 1995; Montes *et al.*, 2012b; Bandy et Casey, 1973; Derksen *et al.*, 2003; Shelton, 1952; OICS, 1966; Ezzo, 1971a, 1970, 1971b; Whattam *et al.*, 2012; Oxoco et Aracca, 1983); et cartes géologiques (D.G.R.M., 1991; Stewart *et al.*, 1980).

Les objectifs précis de cette étude stratigraphique sont les suivants :

- définir la nature des séries sédimentaires et magmatiques, dans la partie est du Panama et tenter d'en établir un âge, relatif ou absolu ;
- contraindre dans le temps les différentes phases de déformations subies ;
- évaluer et comprendre l'évolution de la paléogéographie depuis le Crétacé supérieur.

Dans un premier temps, j'aborderai brièvement la partie datation avec les techniques employées et les résultats obtenus et dans un second temps, je décrirai les unités les plus anciennes au plus récentes. Je terminerai par un résumé des principaux résultats.

2.2 Techniques employées et résultats

J'ai prélevé au cours de différentes missions de terrain un certain nombre d'échantillons afin de déterminer au mieux la nature et l'âge des roches qui affleurent dans l'est du Panama. Des lames minces ont été réalisées. Les échantillons les plus prometteurs, riches en fossiles, ont été analysés par Carla Müller (nanofossiles calcaires), Claudia Baumgartner-Mora (Foraminifères) et, Peter O. Baumgartner et Maria Sandoval-Gutierrez (Radiolaires).

2.2.1 Techniques de datation

Les lames minces pour les roches indurées permettent d'étudier la structure interne des Foraminifères et ainsi les identifier plus aisément au microscope. Le frottis est utile pour la recherche des nanofossiles ou nannoplanktons d'une taille inférieure à 50 μm . Un lavage à l'eau courante sur des tamis est nécessaire pour extraire au mieux les fossiles des roches meubles. Le résidu du lavage est séché puis étudié à la loupe binoculaire. Une dissolution de la fraction minérale des roches siliceuses comme les cherts et radiolarites par de l'acide fluorhydrique (HF) dilué permet de dissoudre plus rapidement la silice amorphe que la silice qui constitue les fossiles. Ces échantillons sont alors rincés abondamment pour éviter l'attaque des fossiles. La détermination de l'espèce s'effectue ensuite avec un microscope électronique à balayage (MEB). Pour finir, l'âge des roches est évalué à partir de l'assemblage des fossiles constitutifs.

2.2.2 Résultats des datations

Les résultats obtenus pour les échantillons analysés sont compilés dans le tableau suivant (Tab. 2.1). Ce tableau présente l'assemblage de fossiles pour chaque échantillon analysé en fonction de

leur localisation et l'âge associé à la roche étudiée. Les zones de prélèvement sont : (1) la région de Portobelo, (2) la région du Lac Bayano entre le massif de San Blas, le bassin de Chucunaque et le massif de Majé, (3) la région proche de Torti entre le bassin de Chucunaque et le massif de Majé, (4) la région des collines de Sanson et du golfe de San Miguel, et (5) la région du bassin de Sambu. Chaque échantillon sera repris pour décrire plus précisément les Formations rencontrées sur le terrain. Les planches des radiolaires et des foraminifères sont en annexes.

TABLE 2.1 – Résultats des datations sur roches sédimentaires.

Sample	Latitude	Longitude	Age- <i>Fm.</i>		Fossil assemblages
Portobelo					
11PA01	9,56225	-79,55863	Late <i>Fm.</i>	Campa- - <i>Ocu</i>	Foraminifera : <i>Radotruncana calcarata</i> , <i>Radotruncana subspinosa</i> , <i>Globotruncana linneana</i> , <i>Globotruncana ventricosa</i> , <i>Globotruncana bulloides</i> , <i>Globotruncana falsostuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuartiformis</i> , <i>Globotruncanita elevata</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Archeoglobigerina cretacea</i> , <i>Pseudoguembelina costulata</i> , <i>Pseudotextularia sp.</i> and <i>Rugoglobigerina sp.</i>
11PA06	9,56593	-79,52145	Late <i>Fm.</i>	Campa- - <i>Ocu</i>	Foraminifera : <i>Radotruncana calcarata</i> , <i>Radotruncana subspinosa</i> , <i>Globotruncana linneana</i> , <i>Globotruncana ventricosa</i> , <i>Globotruncana bulloides</i> , <i>Globotruncana falsostuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuartiformis</i> , <i>Globotruncanita elevata</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Archeoglobigerina cretacea</i> , <i>Pseudoguembelina costulata</i> , <i>Pseudotextularia sp.</i> and <i>Rugoglobigerina sp.</i>
11PA05	9,56593	-79,52145	Late <i>Fm.</i>	Campa- - <i>Ocu</i>	Nannofossils : <i>Eiffellithus eximius</i> , <i>Microrhabdulus decoratus</i> , <i>Micula staurophora</i> , <i>Quadrum gothicum</i> , <i>Quadrum trifidum</i> , <i>Reinhardtites anthophorus</i> , <i>Watznaueria barnesae</i> .
San Blas Massif- Chucunaque Basin - Majé Massif					
11PA63	9,21663	-78,88931	Middle Bartonian, NP17 - <i>Porcona</i> <i>Fm.</i>	Eocene, - <i>Ocu</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Coronocyclus floridanus</i> , <i>Criboecentrum reticulatum</i> , <i>Cyclococcolithus formosus</i> , <i>Dictyococcales dictyodus</i> , <i>Discoaster barbadiensis</i> , <i>Discoaster saipanensis</i> , <i>Helicosphaera compacta</i> , <i>Reticulofenestra umbilica</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> .
continued on next page					

continued from previous page			
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm. Fossil assemblages
11PA64	9,20737	-78,88950	Late Oligocene NP24 - Porcona Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Helicosphaera compacta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>S. predistentus</i> .
11PA26	9,22614	-78,96844	Late Oligocene - Porcona Fm. Foraminifera : <i>Lepidocyclina favosa</i> , <i>L. canellei</i> , <i>L.giraudi</i> , <i>L.miraflorensis</i> , <i>Operculina dia</i> , <i>Pseudophragmina sp.</i>
10PA01	9,1648	-79,25245	Late Oligocene - Porcona Fm. Foraminifera : <i>Lepidocyclina miraflorensis</i> , <i>L.canellei</i> .
11PA73	9,08878	-78,89059	Late Oligocene - Darien Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Sphenolithus moroformis</i> .
11PA62	9,18139	-78,75336	Early Burdigalian NN2 - Clara Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster druggii</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S.belemnus</i> .
11PA67	9,18710	-78,88634	Middle Burdigalian NN3 - Clara Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA124	9,13092	-79,20734	Middle Burdigalian NN3 - Clara Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA121	9,20336	-79,06524	Middle Burdigalian NN3 - Clara Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
continued on next page			

continued from previous page			
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm. Fossil assemblages
11PA120	9,22620	-78,96794	Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
Chucunaque Basin - Majé Massif			
10PA41	8,8565	-78,63274	Late Oligocene NP25 - <i>Darien Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>Sphenolithus ciperoensis</i> , <i>S. moriformis</i> .
11PA43	8,87667	-78,62020	Late Oligocene- Early Miocene - <i>Darien Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i> .
11PA47	9,00755	-78,57176	Early Miocene NN2 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> .
11PA54	8,97270	-78,48170	Early Miocene, Early Burdigalian NN2, reworked Eocene - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> , <i>S. tintinnabulum</i> .
11PA56	8,97960	-78,49690	Early Miocene, Early Burdigalian NN2, reworked Eocene - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> , <i>S. tintinnabulum</i> .
11PA28	8,95071	-78,52093	Early Miocene - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus floridanus</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA27	8,96432	-78,52076	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> .
continued on next page			

continued from previous page				
Sample	Latitude	Longitude	Age- <i>Fm.</i>	Fossil assemblages
11PA29	8,95655	-78,52342	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> .
10PA39	8,8576	-78,63241	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. perch-nielseniae</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA61	9,06479	-78,67159	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA59	9,05938	-78,66310	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA35-36	8,85999	-78,38435	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus floridanus</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA57	8,98067	-78,50552	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> .
10PA17	8,9891	-78,56071	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Foraminifera : <i>Lepidocyclina (eulepidina) sp.</i> , <i>Lepidocyclina (lepidocyclina)</i> , <i>Amphistegina, sp.</i> , <i>Homotrema</i> , <i>Miogypsina antillea</i> , <i>Miogypsina sp.</i>
10PA52	8,9506	-78,52066	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Foraminifera : <i>Miogypsina panamensis</i> , <i>M. antillea</i> , <i>M. intermedia</i> , <i>M.cf. ecuadorensis</i> , <i>Lepidocyclina tournori</i> , <i>Amphistegina sp.</i>
continued on next page				

continued from previous page				
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm.	Fossil assemblages
10PA11	8,9391	-78,51326	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Foraminifera : <i>Lepidocyclina sp.</i> , <i>Amphistegina sp.</i>
10PA64	8,9144	-78,41227	Early-Middle Miocene NN4 - <i>Tapaliza Fm.</i>	Foraminifera : <i>Globorotalia sp.</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Globigerinoides sp.</i>
11PA23	8,91119	-78,41189	Early-Middle Miocene NN4 - <i>Tapaliza Fm.</i> ?	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliapertura</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. heteromorphus</i> .
10PA48	8,9699	-78,50368	Middle Miocene, Serravallian, NN6 - <i>Tapaliza Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>C. miopelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA58	9,04912	-78,63697	Middle Miocene, Serravallian, NN7 - <i>Tapaliza Fm.</i>	Nannofossils : <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster kugleri</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA30-34	8,92097	-78,39860	Late Miocene, Tortonian, NN9 - <i>Tuira Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster bollii</i> , <i>D. brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>D. hamatus</i> , <i>D. neohamatus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA39-40	8,82021	-78,38227	Late Miocene, Tortonian, NN9 - <i>Tuira Fm.</i>	Nannofossils : <i>Catinaster coalitus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>Discoaster hamatus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA50	8,91740	-78,39268	Late Miocene, Tortonian, NN10 - <i>Tuira Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i>
11PA51	8,92475	-78,40149	Late Miocene, Tortonian, NN10 - <i>Tuira Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i>
continued on next page				

continued from previous page			
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm. Fossil assemblages
Sanson Hills-San Miguel Gulf			
11PA109	8,38607	-78,22594	Late Cretaceous, Late Campanian - <i>Ocu Fm.</i> ? Nannofossils : <i>Eiffellithus eximius</i> , <i>Micula staurophora</i> , <i>Quadrum gothicum</i> , <i>Reinhardtites anthophorus</i> , <i>Watznaueria barnesae</i> .
11PA105	8,41892	-78,04750	Early-Middle Eocene late Ypresian-Early Lutetian - <i>San Blas Cpx.</i> Radiolaria : <i>Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) rhizodon</i> , <i>Dorcadospyrus platyacanth</i> , <i>Theocorys ? Sp</i> , <i>Calocyclus sp.</i> , <i>Spongatractus pachystylus</i> , <i>Amphisphaera sp</i> , <i>Circodiscus circularis</i> .
11PA102	8,40519	-78,02948	Late Oligocene, NP25 - <i>Porcona Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Ericsonia fenestrata</i> , <i>Sphenolithus ciperoensis</i> , <i>S. moriformis</i> , <i>S. predistentus</i> .
11PA103	8,40119	-78,02588	Late Oligocene, NP25 - <i>Porcona Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Ericsonia fenestrata</i> , <i>Sphenolithus ciperoensis</i> , <i>S. moriformis</i> , <i>S. predistentus</i> .
11PA112-117	8,39654	-78,21572	Early Miocene, Early-Middle Burdigalian, NN2-NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. procera</i> , <i>S. tintinabulum</i> .
11PA20-21-22	8,64202	-78,17749	Early Miocene, Early-Middle Burdigalian, NN2-NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Foraminifera : <i>Heterostegina antillea</i> , <i>Miogypsina antillea sp.</i> , <i>Miogypsina sp.</i> , <i>Amphistegina sp.</i>
11PA16	8,61528	-78,12849	Early-Middle Miocene NN4 - <i>Tapaliza Fm.</i> ? Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliapertura</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. heteromorphus</i> .
Sambu basin			
11PA80	7,93515	-78,14050	Middle Miocene, Serravallian, NN7 - <i>Tapaliza Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Discoaster kugleri</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
continued on next page			

continued from previous page				
Sample	Latitude	Longitude	Age- <i>Fm.</i>	Fossil assemblages
11PA94	8,04163	-78,32661	Late Miocene, Tortonian, NN10 - <i>Tuira</i> <i>Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>D. neohamatus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .

2.3 Unités magmatiques et sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen : le Complexe de San Blas

Le Complexe de San Blas a été défini par Coates *et al.* (2004). Selon ces auteurs, il englobe des séries magmatiques et des formations volcano-sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen. Ce complexe englobe les anciennes Formations et Complexe nommés le *Basement Complex*, *Agglomerate*, *Chert*, *Morti tuffs* et *Ocu Fm.* par Shelton (1952); Terry (1956); McReady et Ward (1960); Bandy et Casey (1973); D.G.R.M. (1991). Le terme San Blas apparaît pour la première fois dans les rapports Esso (1970) sous la dénomination de Formation San Blas, elle-même divisée en deux Formations : la Formation Punta Sabana d'âge Crétacé supérieur et la Formation Caobanera d'âge Paléocène. A l'aide d'études récentes et des travaux de ma thèse, je distingue trois unités dans ce complexe : le soubassement panaméen, le proto-arc volcanique et l'arc volcanique.

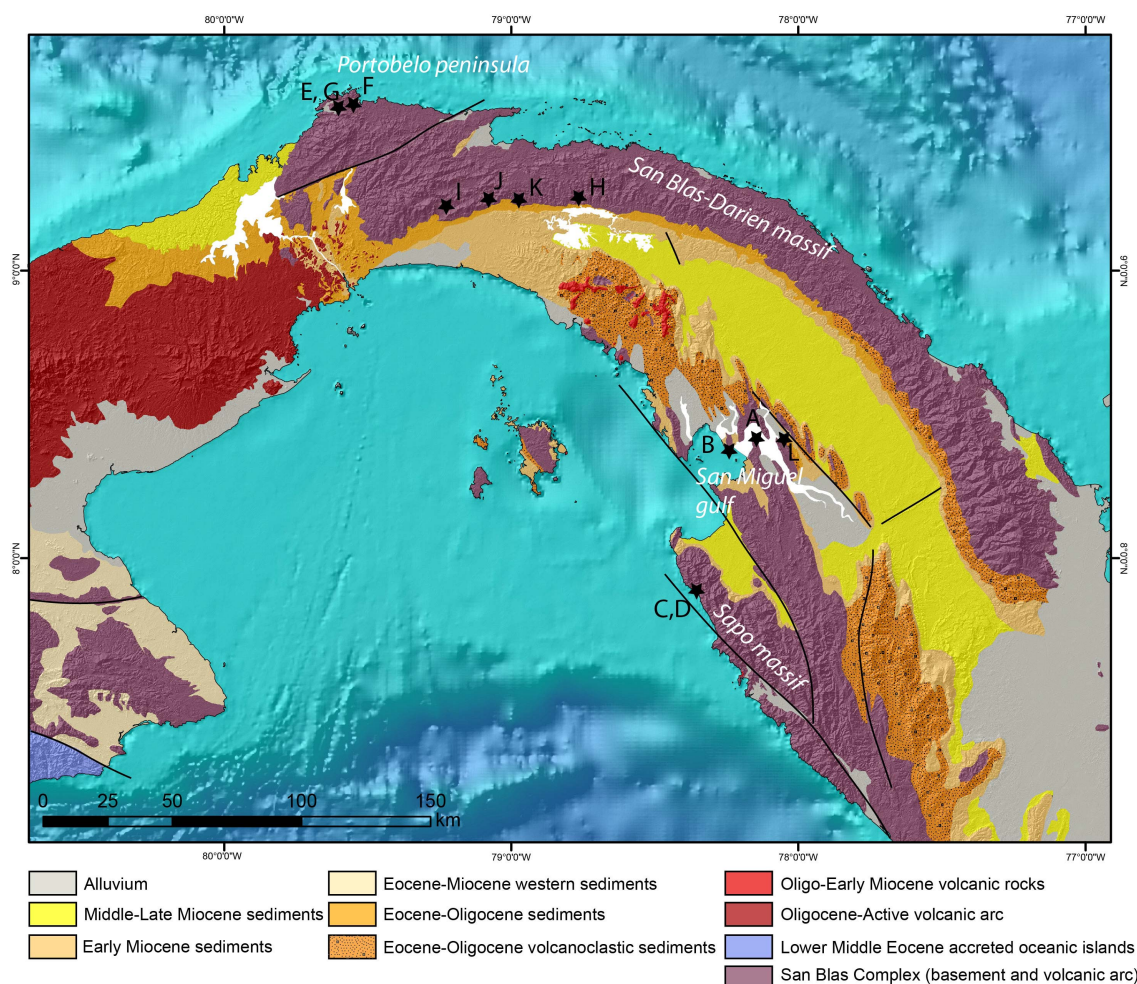


FIGURE 2.1 – Carte des unités volcaniques et volcano-sédimentaires du bloc Chocó Panama. Le Complexe de San Blas est en violet. Les étoiles et lettres correspondent à la localisation des photographies décrites ci-dessous.

2.3.1 Le soubassement panaméen

Le substratum de l'isthme panaméen est inconnu, compte-tenu des données géophysiques dont on dispose (Bandy et Casey, 1973; Case, 1974; Case *et al.*, 1971). Cependant, deux hypothèses ont été formulées : il pourrait être composé soit d'une croûte continentale amincie, soit d'une croûte océanique, recouvertes dans les deux hypothèses de coulées volcaniques issues d'un ou plusieurs points chauds (CLIP : *Caribbean Large Igneous Province*) (Kerr *et al.*, 1998; Kerr et Tarney, 2005; James, 2006; Pindell et Kennan, 2009). Cependant, aucune observation de terrain n'a pu démontrer la présence de croûte continentale amincie : absence d'affleurements de nature continentale et absence de xénolithes de nature similaire. En outre, les analyses géochimiques de l'arc volcanique (Wegner *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a) démontrent plutôt une origine intra-océanique de l'arc, écartant ainsi l'hypothèse d'un soubassement comprenant une couche continentale amincie. J'ai identifié sur le terrain, des roches (Fig.2.2), que je rapporte au soubassement panaméen, en m'appuyant sur ces études. Ces roches affleurent dans le massif de San Blas, dans le golfe de San Miguel, dans le massif de Bagre et dans le massif de Sapo à la faveur de mouvements tectoniques verticaux (Fig. 2.1).

Dans le massif de Sapo, on peut observer des basaltes en coulées massives ou en coussins (Fig. 2.2.C), entrecoupées par des dykes de diabases. Intercalées entre les basaltes, des radiolarites rouges montrent parfois la présence de fantômes de radiolaires (échantillon 11PA96), malheureusement non identifiables (Fig. 2.2.D).

Des affleurements similaires sont observables dans la péninsule d'Azuero. Ces roches sont attribuées au CLIP d'après les analyses géochimiques et datées radiométriquement (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) du Campanien dans l'est du Panama, et de l'Aptien au Campanien à l'ouest du Panama (Lissinna, 2005).

Dans le golfe de San Miguel, des basaltes en coussins affleurent dans plusieurs îlots (Fig. 2.2.A). Sur ces roches magmatiques ou intercalés entre ces roches magmatiques, des cherts datés du Campanien inférieur (Bandy et Casey, 1973) sont plissés et faillés (Fig. 2.2.B). La paléobathymétrie déterminée par la présence de Foraminifères indique un environnement marin profond (Bandy et Casey, 1973).

Dans les études de profils *offshore*, de sismique réflexion, réalisées dans le bassin de Colombie (plaque Caraïbe) et au niveau des puits DSDP Leg 15 et ODP Leg 165, le sommet de cette unité pourrait correspondre à l'horizon B" (Bandy et Casey, 1973; Mauffret et Leroy, 1997; Bowland et Rosencrantz, 1988; Bowland, 1993).

2.3.2 Le proto-arc volcanique

Le proto-arc a été défini récemment par une signature géochimique de roches magmatiques comprise entre celle d'un plateau océanique (LIP) et celle d'un arc volcanique calco-alcalin (Buchs *et al.*, 2011b; Montes *et al.*, 2012a). Cette unité correspond à la mise en place de l'arc volcanique et donc à l'initiation de la subduction de la plaque Farallon. Dans la péninsule d'Azuero, cette unité est datée du Campanien supérieur (Buchs *et al.*, 2011b).

Dans l'est Panama, dans la péninsule de Portobelo, la série sédimentaire est composée de tufs volcaniques en bancs fins siliceux, en alternance avec quelques bancs de calcaires et de calcaires micritiques silicifiés. Des nodules de silices apparaissent dans ces bancs. La silicification des bancs calcaires est associée au processus de diagenèse. Trois échantillons (Fig. 2.3.F) ont permis de dater cette série du Campanien supérieur (Tab. 2.1, échantillons 11PA01, 11PA05, 11PA06). A la base



FIGURE 2.2 – Illustration photographique montrant les roches du soubassement panaméen. A. Basaltes en coussin de l’Isla Boca Grande dans le Golfe de San Miguel, échantillon 11PA107, d’âge présumé Crétacé supérieur. B. Affleurement de cherts lités dans le golfe de San Miguel, échantillon 11PA98 azoïque, proche de l’affleurement C72-38 de (Bandy et Casey, 1973). C. Affleurement de basaltes en coussins, avec présence de minéraux secondaires due aux circulations hydrothermales au pied de la Sierra de Sapo à Playa Muerto. D. Affleurement de radiolarites rouges de fond océanique prises entre deux coulées de basaltes à Playa Muerto. L’échantillon 11PA96 ne comprend que des fantômes de radiolaires.

de cette série sédimentaire apparaît une brèche pyroclastique, composée de clastes d’andésites (Fig. 2.3.G). Puis, cette série sédimentaire est épisodiquement intrudée par des dykes de basaltes andésitiques. Wegner *et al.* (2011) proposent des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l’Eocène moyen et du Crétacé supérieur pour une andésite dans ce même secteur. N’ayant pas réalisé d’analyses géochimiques dans cette zone, je contrains donc ces roches en terme d’âge. Cette série volcano-sédimentaire fait référence à la Formation Ocù, identifiable sur les cartes géologiques du Panama D.G.R.M. (1991), observée également dans la péninsule d’Azüero par Buchs *et al.* (2011b); Del Giudice *et al.* (1969) et dans la région de Changuinola par Fisher et Pessagno (1965).

Les roches calco-alkalines du massif de San Blas ayant un âge Crétacé supérieur sont assimilées à l’unité du proto-arc et témoignent de la subduction de la plaque Farallon, exemple du pluton de

2.3 Unités magmatiques et sédimentaires du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen : le Complexe de San Blas

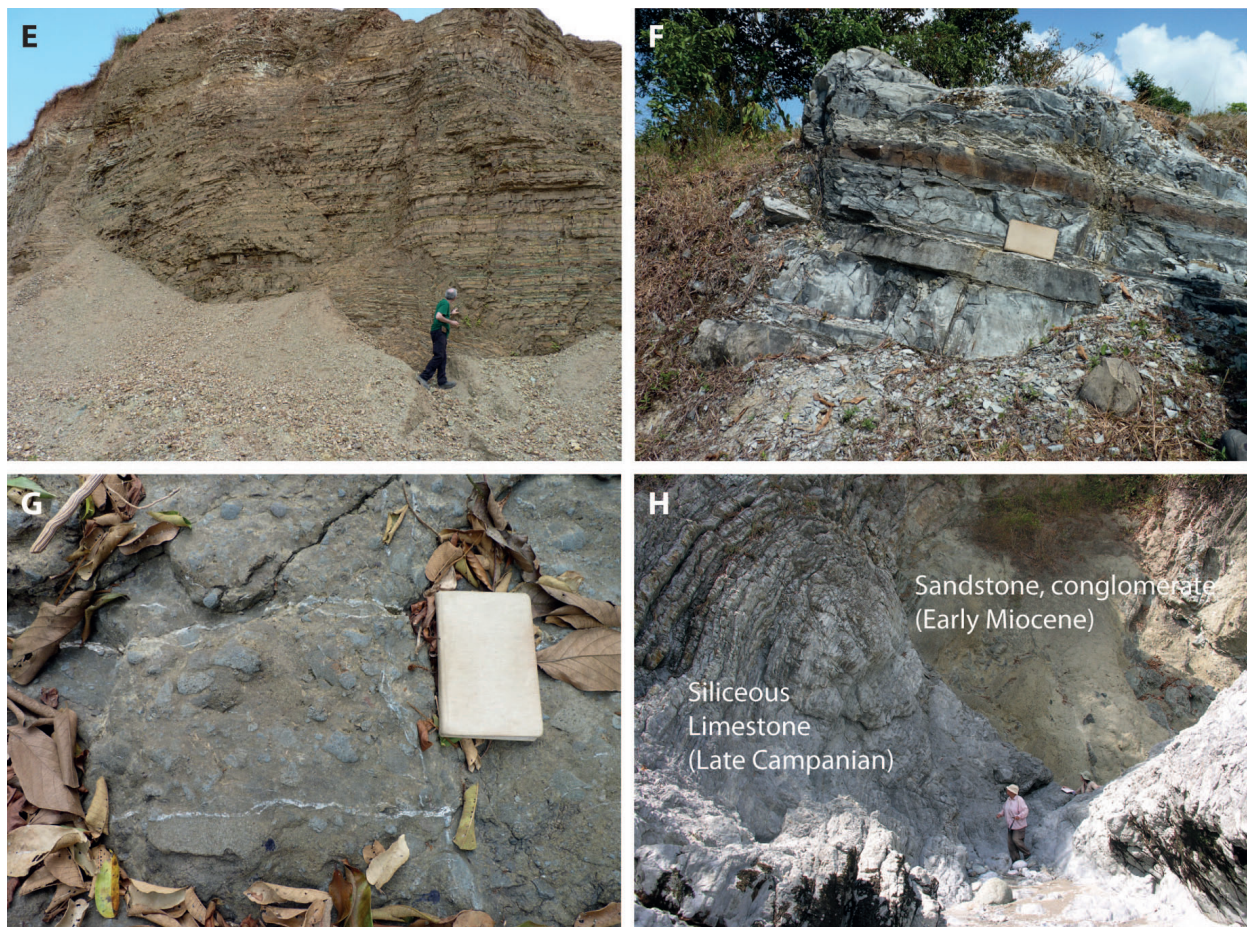


FIGURE 2.3 – Illustration photographique montrant les roches attribuées au proto-arc. E. Tuffites siliceuses d'origine volcanique avec quelques niveaux en alternance de bancs calcaires associés à la Formation Ocu, dans une carrière à Nombre de Dios dans la péninsule de Portobelo, échantillon 11PA04. F. Calcaires massifs silicifiés avec quelques alternances marneuses de la fin du Campanien de la Formation Ocu, à Mariano, péninsule de Portobelo, échantillons 11PA05 et 11PA06 (Tab. 2.1). G. Brèches pyroclastiques de type volcanique à la base de la Formation Ocu, dans la péninsule de Portobelo. H. Affleurement à la pointe de Morro de Buena Vista à l'entrée du Golfe de San Miguel. A gauche, calcaires micritiques silicifiés blancs en bancs fins en alternance avec quelques niveaux plus marneux et conglomérats d'âge Campanien supérieur car analogue de l'échantillon 11PA109 (Tab. 2.1), à droite, grès en alternance avec des conglomérats d'âge Miocène inférieur.

granodiorite de Chuluganti (échantillons 10PA55 et 10PA56, cf Annexe lames minces).

Dans le golfe de San Miguel, des calcaires silicifiés en bancs fins en alternance avec des niveaux plus marneux, conglomératiques et siliceux, du Campanien supérieur, échantillon 11PA109 (Tab. 2.1), reposent en discordance sur les basaltes et cherts du soubassement panaméen (Fig 2.3.H).

La présence de calcaires montre que soit l'environnement de dépôts s'est modifié au cours du temps, évoluant vers un milieu marin de moins en moins profond, soit une variation de la CCD (*Carbonats Compensation Depth*) à la fin du Crétacé supérieur. Je suppose qu'une partie de ces roches s'est déposée au pied des volcans, en bas des pentes de la marge grâce à la présence de

brèches pyroclastiques à la base de la Formation Ocù dans la région de Portobelo.

2.3.3 L'arc volcanique

L'arc volcanique dans l'est du Panama affleure préférentiellement dans le massif de San Blas-Darien. L'analyse géomorphologique et le fait que la topographie n'excède pas 300 m d'altitude montrent qu'il s'agit d'un arc non actif et très érodé.



FIGURE 2.4 – Illustration photographique montrant les roches attribuées à l'arc volcanique. I. Tonalites à hornblendes du pluton de Cerro Azul contenant de nombreuses enclaves mafiques, et intrudées par des roches mafiques de type basaltes et diabases, rivière Pacora/Indio. Les fractures sont riches en chlorite et épidotes. La fracturation résulterait de l'intrusion de dykes mafiques. J. Cherts de couleurs verts, blancs ou bleus reposant sur des basaltes, affleurement visible dans la rivière Mamoni. K. Grès volcanodétritique entre deux coulées de basaltes, affleurement dans la rivière Terable. L. Chert comprenant des radiolaires d'âge compris entre l'Ypresien supérieur et le Lutetien inférieur (Eocène inférieur à moyen), échantillon 11PA105 (Tab. 2.1) entre le port de Puerto Kimba et le golfe de San Miguel.

Ce massif est caractérisé par la présence de nombreux plutons. Ceux de Cerro Azul et Mamoni comprennent des quartzodiorites, des tonalites (Fig. 2.4.I), et des gabbros souvent traversés par

des dykes de basaltes et diabases (cf Annexe lames minces). Sur les anciens flancs de l'arc, on peut facilement observer des cherts de couleur bleue, verte et/ou noire (Fig. 2.4.J), intercalés avec des basaltes en coulées massives, en coussins, et des niveaux de grès volcanodétritiques et de cendres volcaniques noires (Fig. 2.4.K).

Dans le golfe de San Miguel, des tufs et cherts (Fig. 2.4.L), dont les radiolaires de l'échantillon 11PA105 (Tab. 2.1 et 6.7) donnent un âge Eocène inférieur à moyen, sont associés aux tufs de Morti sur une épaisseur les 2000 m (Bandy et Casey, 1973).

Dans le massif de Majé, les coulées basaltiques sont intercalées avec des cherts, des tufs volcaniques et des coulées pyroclastiques. Les vestiges d'anciennes coulées pyroclastiques montrent un dynamisme éruptif violent issu de volcans explosifs subaériens.

Dans le massif de Sapo, j'ai pu observer : des épanchements andésitiques, des coulées formant des orgues basaltiques, et des brèches volcaniques dans la rivière Venado.

Néanmoins, le massif de Sapo est géographiquement assez éloigné de l'arc volcanique principal, ce qui pose un problème sur la nature de ce massif : pourrait-il s'agir d'un terrain accréte durant la subduction oblique et/ou érosive de la plaque Farallon ? Des éléments de réponse seront abordés dans la partie discussion de cette partie et dans le chapitre discussion.

De manière générale, les séries volcaniques du Paléocène à l'Eocène moyen au Panama, sont de nature calco-alcaline. Elles correspondent à un arc continu et fortement actif durant cet intervalle de temps. (Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a). Dans la région ouest, c'est à dire au niveau du bloc Chorotega, l'arc volcanique était positionné entre l'actuelle péninsule d'Azuero et la région de Changuinola, durant le Campanien jusqu'à l'Eocène moyen. Puis à la fin de l'Eocène moyen, l'arc volcanique s'arrête dans la région Est Panama, et dans l'ouest de Panama, se poursuit mais migre vers le Nord à partir de l'Oligocène jusqu'à sa position actuelle (Lissinna, 2005).

La répartition, dans le temps et l'espace, des âges géochronologiques et géochimiques au Panama soulève plusieurs problèmes :

- Au Campanien, comment concilier la mise en place simultanée d'un arc volcanique dans la péninsule d'Azuero, et la formation du soubassement panaméen dans la massif de Sapo, un peu plus à l'est, éloigné d'environ 250 km ?
- A l'Eocène moyen, pourquoi l'arc de San Blas-Darien, à l'est du Panama, s'arrête-t-il, alors que dans le bloc Chorotega, à l'ouest, l'arc migre-t-il vers le nord ?

Pour le premier problème soulevé, la disparité des âges géochronologiques du soubassement de l'isthme d'âge Crétacé supérieur, dans l'est Panama et la technique employée freinent les interprétations. Cependant en l'absence de nouvelles données géochimiques et géochronologiques, je formulerai plusieurs hypothèses qui seront décrites dans la partie interprétation géodynamique pour tenter de trouver une solution cohérente (Chapitre 6).

2.4 Unités sédimentaires de l'Éocène Moyen à l'Oligocène supérieur

Des unités sédimentaires reposent en discordance angulaire sur le Complexe de San Blas. On distingue des séries volcanodétritiques grossières issues de l'érosion de l'arc volcanique et des Formations issues d'un milieu marin plus calme de type bassin (Fig. 2.5).

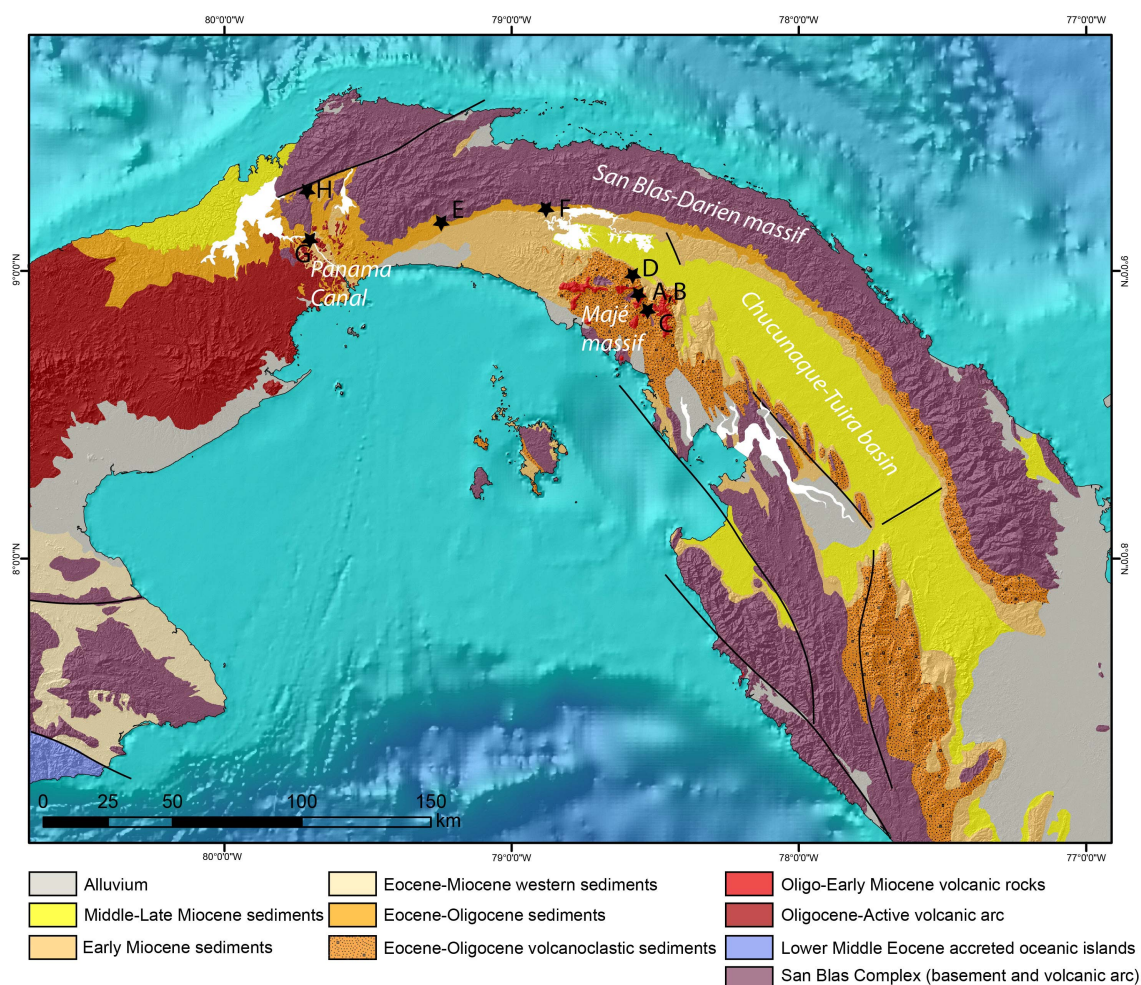


FIGURE 2.5 – Carte des unités volcaniques et volcano-sédimentaires du bloc Chocó Panama. Les formations d'âge Éocène-Oligocène ont été regroupées en une couleur unique, orange. La formation Darien est identifiée par des motifs pour mettre en valeur l'apport volcanodétritique. Les étoiles et lettres correspondent à la localisation des photographies décrites ci-dessous.

2.4.1 La Formation Darien

La Formation Darien a été décrite et nommée pour la première fois dans les rapports (Esso, 1970, 1971a,b) et divisée en deux Membres : le Mbr. Tuquesa et le Mbr. Coliscordia. Les sections stratigraphiques les plus représentatives de cette Formation ont été réalisées dans les rivières

Membrillo, Morti, et Tiwarsiqua dans le massif de San Blas-Darien. Cette Formation s'étendait de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur, âge estimé grâce à la présence de faunes (Esso, 1970).

Nos observations dans les rivières Ambroya, Ipeti et Curti, drainant le massif de Majé permettent de reconstituer la série complète de la Formation Darien (Fig. 2.5). Cette formation repose en discordance angulaire sur le Complexe de San Blas. Elle est constituée à la base d'une alternance de brèches comprenant des clastes parfois métriques de roches volcaniques (andésites, basaltes, rhyolites), de grès volcano-détritiques à grains anguleux, de mudstones et siltites (Fig. 2.6.A). Coates *et al.* (2004) ont pu observer des basaltes à la base de la Formation, ce qui contraint en âge la base à l'Éocène moyen, âge des derniers épanchements volcaniques de l'arc et des résultats antérieurs de Esso (1971b). Puis, en remontant la série, la taille et la forme des clastes des conglomérats évoluent pour devenir des galets et graviers andésitiques de couleur verte en raison de l'altération des minéraux ferromagnésiens en chlorite voire pistachite (Fig. 2.6.B). L'étude par lames minces des sédiments les plus fins montre un assemblage de fossiles très pauvre de quelques globigérines (cf Annexes lames minces). Cette série sédimentaire, granoclassée, correspond à des séquences turbiditiques de Bouma. La forme des clastes montre que l'on se situe d'abord dans une zone assez proche du lieu d'érosion puis dans une zone plus éloignée. L'arc volcanique du massif de San Blas-Darien constitue alors la zone d'érosion et le massif de Majé, le lieu de dépôt. J'en déduis un éloignement progressif et relatif de la source du matériel érodé par rapport au lieu de dépôt.

La série sédimentaire devient ensuite de plus en plus calcaire, admettant encore quelques niveaux conglomératiques, des bancs métriques de grès noirs, et des bancs de siltites noires et blanches (Fig. 2.6.C). Le sommet de la série, dans la rivière Curti, montre des calcaires en bancs fins micritiques (Fig. 2.6.D). Cet ensemble plus carbonaté repose sur les sédiments siliceux en contact normal dans la rivière Ambroya, et en discordance angulaire dans la rivière Curti. La série est datée par les échantillons 10PA41 et 11PA43, de l'Oligocène supérieur (NP25), au Miocène inférieur (Tab. 2.1). Ce dernier ensemble sédimentaire calcaire est associé à l'ancienne Formation Aquaqua décrite par Shelton (1952).

En conclusion, la Formation Darien témoigne, durant l'Éocène moyen jusqu'à l'Oligocène supérieur voire Miocène inférieur, d'une sédimentation épicyclastique proximale à distale, par rapport à l'arc volcanique du massif de San Blas-Darien. L'épaisseur de cette formation est assez variable en fonction de la paléogéographie mais peut atteindre plus de 1500 à 2000 m.

2.4.2 La Formation Porcona

Historiquement, la Formation Porcona se nommait Corcona, nom d'un affluent de la rivière Chico, et fut décrite pour la première fois par Shelton (1952). Elle fut datée par Shelton (1952) de l'Éocène supérieur, puis de l'Éocène par McReady et Ward (1960), et enfin de l'Oligocène moyen à supérieur par Esso (1971b); Coates *et al.* (2004). Les séries sédimentaires, décrites dans les puits du bassin de Chucunaque-Tuira, ont été classées anciennement dans les Formations Corcona, Clarita, Arusa et Aquaqua (Oxoco et Aracca, 1983). La mise à jour des formations par Coates *et al.* (2004) ne fait référence qu'à la Formation Porcona.

La Formation Porcona affleure en bordure du bassin de Chucunaque-Tuira, majoritairement le long du massif de San Blas-Darien mais également de façon sporadique au niveau des collines de Sanson (Fig. 2.5). Le contact entre les calcaires de cette Formation et le Complexe de San Blas est systématiquement une discordance angulaire. Les niveaux de calcaires, souvent lapiázés, sont riches en Lépidocyclines, indiquant un âge Oligocène (Fig. 2.7.E, et annexes planches foraminifères). Ces mêmes calcaires correspondent aux "*unnamed limestones*" de Montes *et al.* (2012b). Néanmoins,

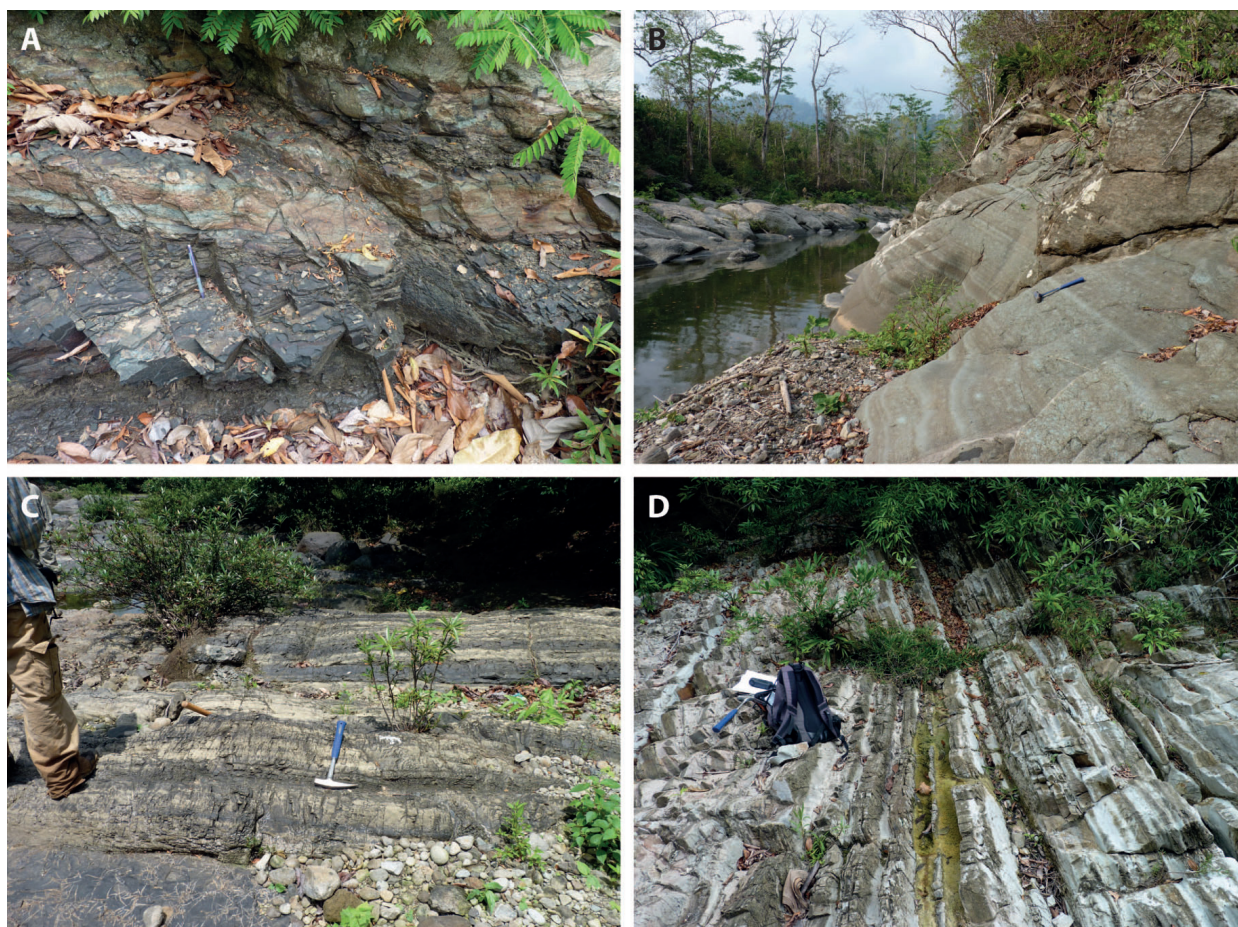


FIGURE 2.6 – Illustration photographique montrant les roches attribuées aux formations sédimentaires de l'Eocène à l'Oligocène. A. Siltites siliceuses en bancs de 20cm de la formation Darien, échantillon 10PA19 azoïque, prélevé dans la rivière Ambroya du Massif de Majé. B. Dans la même rivière, conglomérats et grès siliceux avec des clastes de plus en plus arrondis quand on remonte stratigraphiquement la formation Darien. C. Alternance de siltites calcaires noires et blanches à l'affleurement dans la rivière Ipeti du massif de Majé, d'âge Oligocène supérieur voire Miocène inférieur. D. Affleurement de calcaires en bancs fins micritiques dans la rivière Curti du massif de Majé, d'âge Oligocène supérieur voire Miocène.

dans le bassin de Chucunaque, sous ces calcaires, nous avons observé et daté des marnes blanches du Bartonien (NP17) à l'Oligocène supérieur (NP24)(Fig. 2.7.F). Les assemblages fossiles des échantillons 11PA63, 11PA64, 11PA26, 10PA01, 11PA102 et 11PA103 du tableau 2.1 nous ont permis de contraindre la Formation Porcona de l'Eocène moyen (Bartonien) à l'Oligocène supérieur.

Dans la synthèse stratigraphique décrite dans le rapport Oxoco et Aracca (1983), les puits Canazas 1, 2 et Rancho Ahogado en bordure de bassin rendent compte de la présence de *shales* bitumineux, grès et calcaires de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur sur une épaisseur de plus de 6500 pieds (2000 m environ).

J'attribue les affleurements du bassin de Chucunaque-Tuira, allant du Bartonien à l'Oligocène supérieur, à la formation Porcona. Cette Formation témoigne de la mise en place du bassin sédi-

mentaire de Chucunaque-Tuira, dans un contexte marin peu profond au niveau de ses bordures.

2.4.3 Les Formations observées dans la région du Canal de Panama

La cartographie et la description des roches de la zone du Canal de Panama sont finement détaillées à la suite de la construction du Canal de Panama depuis la fin du 19^{ème} siècle. Les travaux sont compilés dans la carte géologique de Stewart *et al.* (1980). On peut ainsi distinguer entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur les Formations Gatuncillo, Panama, Bas Obispo, Bohio, Caimito, et Caraba. Je ne décris que les Formations que j'ai pu observer sur le terrain.

2.4.3.1 La Formation Gatuncillo

La Formation Gatuncillo fut nommée pour la première fois par Thompson en 1944 qui décrit la présence de *shales* dans la rivière Gatuncillo dans le synclinal de Quebrancha. Cette Formation rassemble les plus vieilles roches sédimentaires de la zone du Canal de Panama, particulièrement bien exposées au niveau du synclinal de Quebrancha (Woodring et Thompson, 1949). R. H Stewart identifia environ 110 espèces de faunes dans le synclinal de Quebrancha ce qui permit de contraindre l'âge de cette Formation à l'Eocène supérieur (Woodring et Thompson, 1949). Depuis de nombreuses études ont été menées à travers la zone du Canal de Panama par Woodring (Woodring, 1957) pour aboutir à une carte détaillée des affleurements (Stewart *et al.*, 1980).

Cette Formation repose en discordance sur le complexe de San Blas. Elle se compose : à la base d'un conglomérat composé de clastes subangulaires du complexe de San Blas dans une matrice de grès, puis d'une alternance de grès, mudstones, et calcaires riches en Lépidocyclines (Fig. 2.7.H), et occasionnellement de mollusques, algues, échinoïdes et fragments de coraux (Montes *et al.*, 2012b). Cette Formation a une épaisseur comprise entre 150 et 800 m. Ces roches témoignent d'une période de transgression marine dans la zone du Canal de Panama à l'Eocène moyen et de la mise en place de bassins sédimentaires. L'analyse des lignites dans cette Formation, montre que les pollens et autres débris végétaux proviennent probablement d'espèces végétales de la région de Tonosi dans l'ouest Panama (Herrera *et al.*, 2012). Cette découverte signifie que des forêts tropicales et des mangroves se développaient à l'Eocène moyen-supérieur, sur des surfaces émergées.

2.4.3.2 La Formation Bas Obispo

Anciennement, les roches magmatiques de la Formation Bas Obispo étaient associées à celles de la Formation Las Cascadas par Hill en 1898, puis décrites comme la "roche de Gamboa" par Bertrand and Zurcher en 1899 (Woodring, 1957). C'est en 1907 que Howe nomma pour la première fois la Formation Bas Obispo (Woodring, 1957).

La Formation Bas Obispo affleure sur les berges du Canal de Panama. Cette Formation non marine est constituée de tufs et de coulées pyroclastiques comprenant des clastes d'agglomérats, d'andésites et de basaltes. Rooney *et al.* (2010) proposent de relier les échantillons d'andésites de Cerro Patacon à cette Formation. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles de ces andésites sont de 25.37 ± 0.13 Ma.

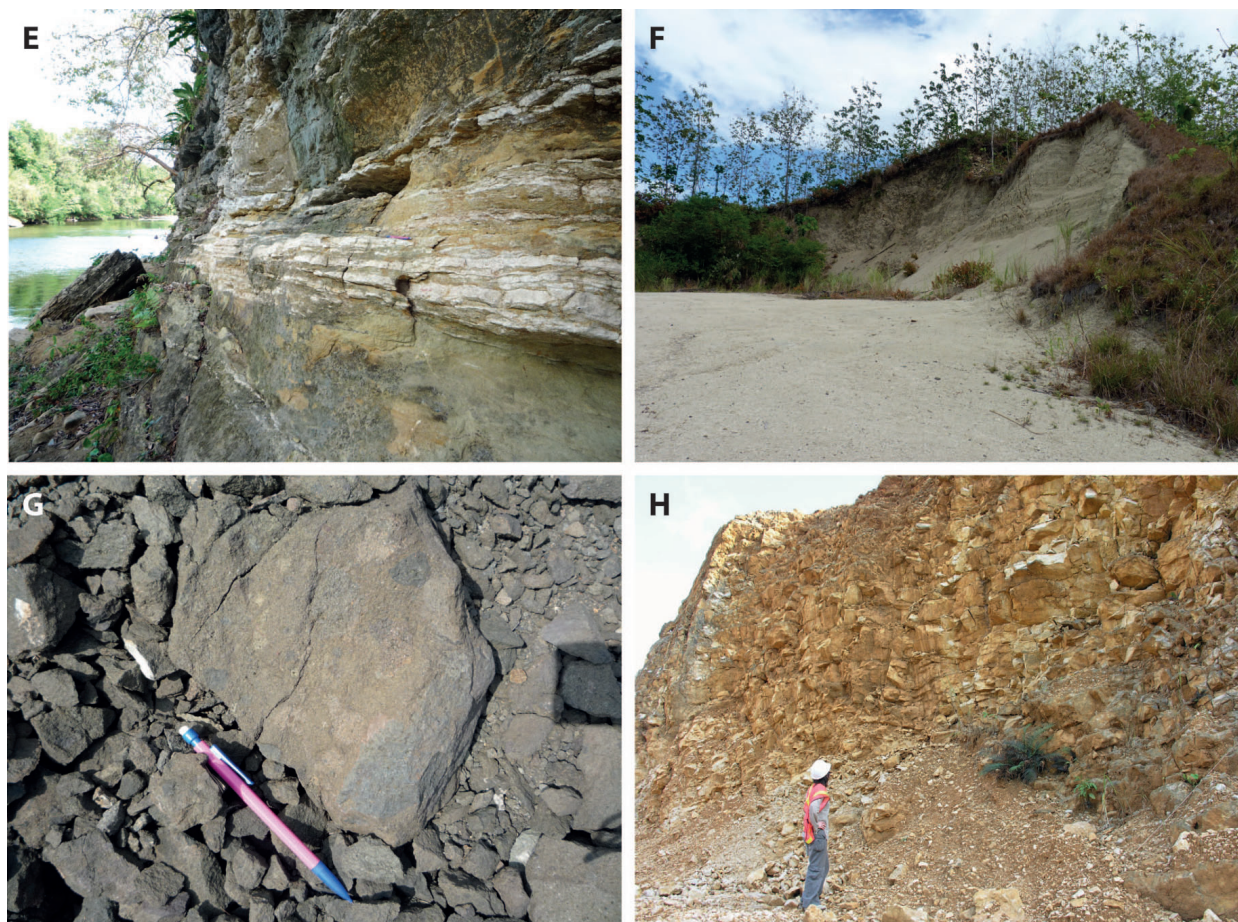


FIGURE 2.7 – Illustration photographique montrant les roches attribuées aux formations sédimentaires de l'Eocène à l'Oligocène. E. Alternance de calcaires et marnes en bancs fins de l'Oligocène supérieur de la formation Porcona du bassin de Chucunaque, affleurement de la rivière Pacora, échantillon 10PA01 (Tab. 2.1). F. Carrière de marnes dans le bassin de Chucunaque, échantillon 11PA64 âgé de l'Oligocène supérieur (NP24), Fm. Porcona (Tab. 2.1). Les mêmes roches à la base de la carrière sont âgées de l'Eocène moyen (NP17), échantillon 11PA63 (Tab. 2.1). G. Brèche pyroclastique de la formation Bas Obispo âgée de l'Oligocène supérieur, affleurant au niveau du Canal de Panama. H. Carrière montrant des calcaires à l'affleurement de la Formation Gatuncillo à proximité du Canal de Panama, formation âgée de l'Eocène supérieur.

2.5 L'activité magmatique de l'Oligocène au Miocène

Une activité magmatique est documentée par plusieurs auteurs dans la partie centrale et est du Panama durant l'Oligo-Miocène.

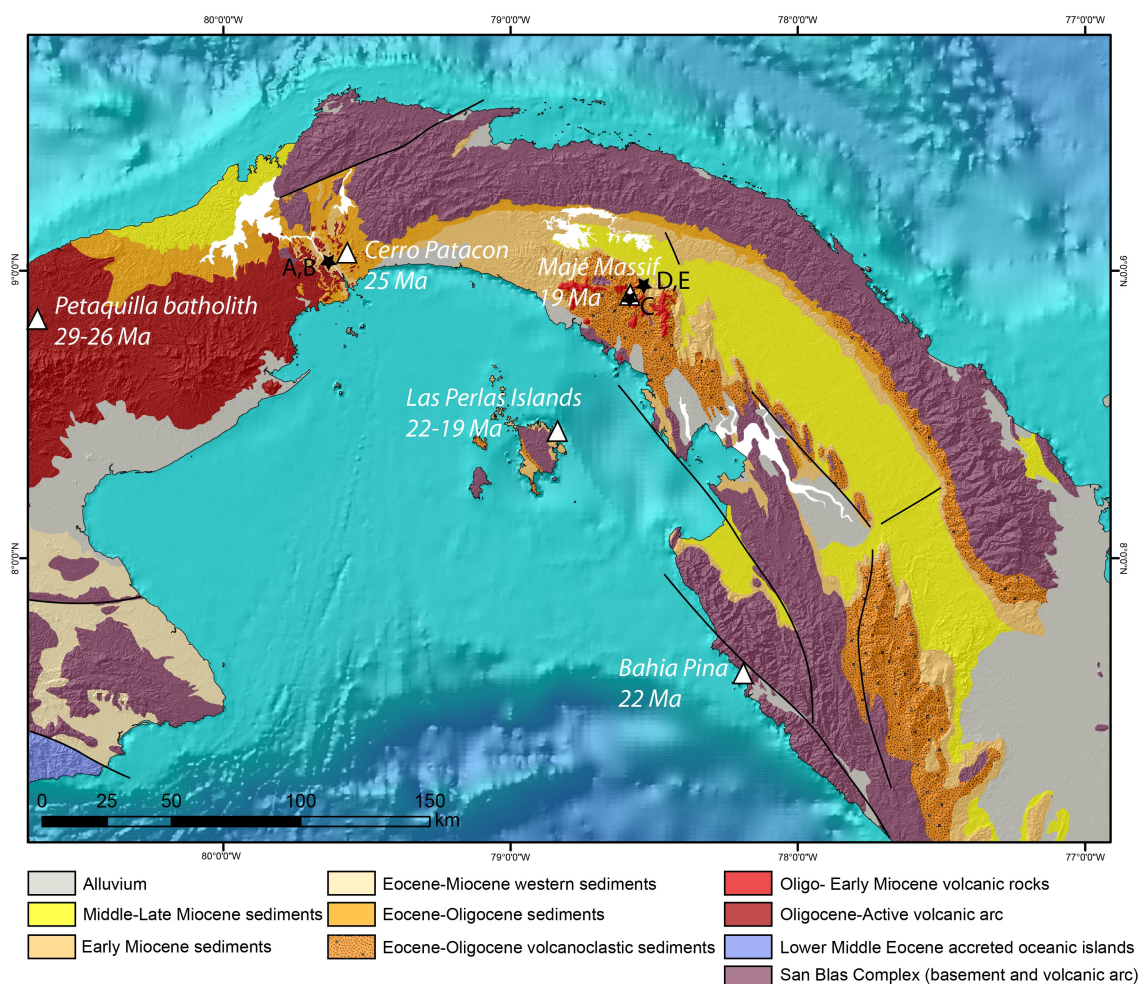


FIGURE 2.8 – Carte des unités volcano-sédimentaires du bloc Chocó Panama. Le magmatisme oligo-miocène de l'ouest Panama et l'est Panama y est figuré par la couleur rouge. Les étoiles et lettres correspondent à la localisation des photographies décrites en dessous. Les triangles symbolisent les affleurements Oligo-Miocène documentés dans la bibliographie.

On peut citer (Fig. 2.8) :

- le batholite de Petaquilla entre 29 et 26 Ma (Whattam *et al.*, 2012),
- le Cerro Patacon de 25.37 ± 0.13 Ma (Rooney *et al.*, 2010) et sa formation associée Bas Obispo,
- le volcan El Valle de 10 à 5 Ma (Defant *et al.* (1991),
- la Formation Pedro Miguel de 19.16 ± 0.5 Ma (Wegner *et al.*, 2011),
- "Late basalts" dans la zone du canal du Miocène supérieur par datation relative (Stewart *et al.*, 1980),

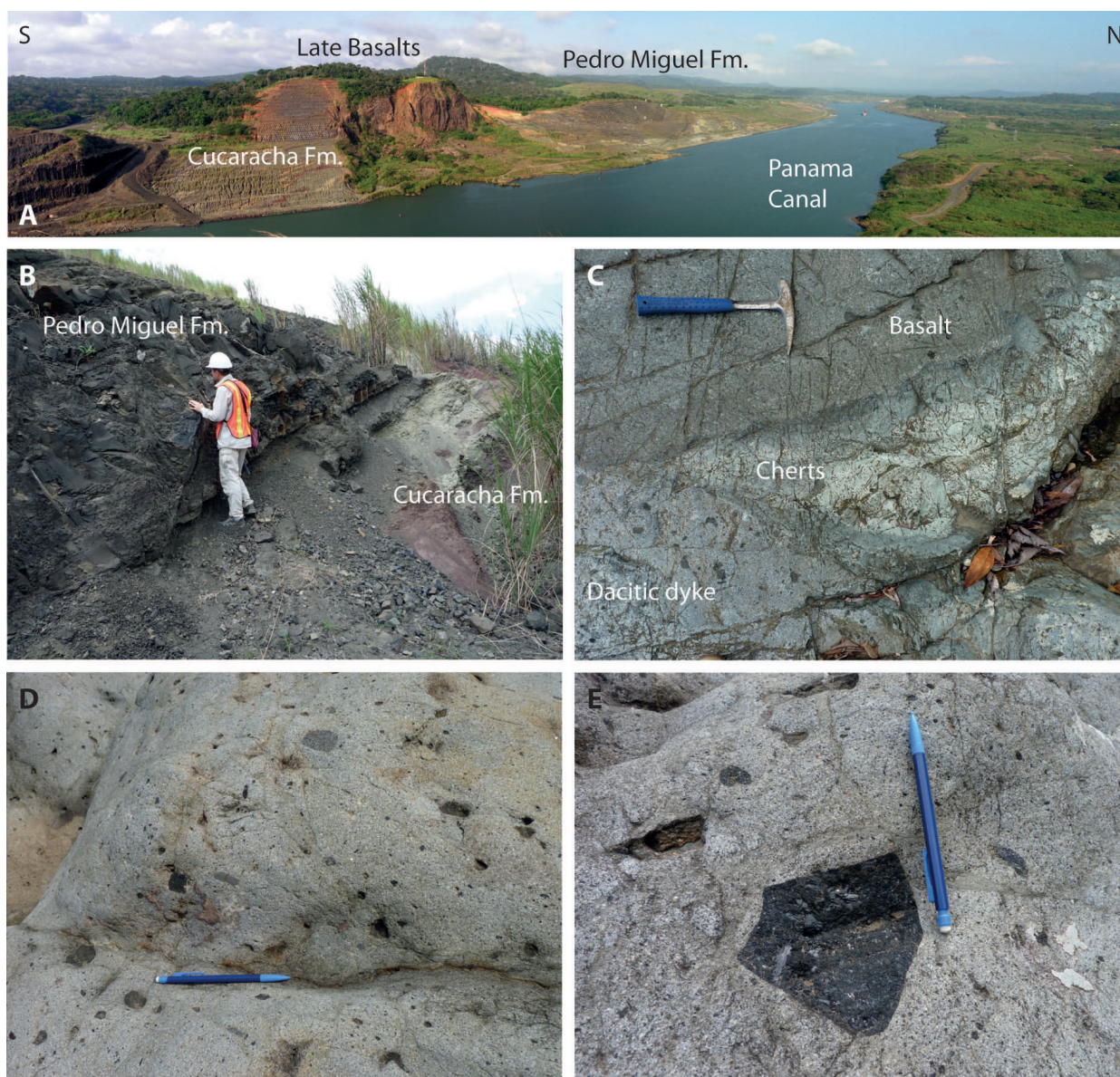


FIGURE 2.9 – Illustration photographique montrant les roches attribuées aux formations volcaniques de l'Oligocène supérieur au Miocène. A. Vue panoramique du Gold Hill, avec la dernière activité volcanique du Miocène supérieur "*Late basalts*", la Formation Pedro Miguel et la Formation Cucaracha au niveau du Canal de Panama. B. La Formation Pedro Miguel datée du Miocène moyen- supérieur, composée de coulées basaltiques et pyroclastiques, repose sur la Formation Cucaracha. C. Dyke dacitique intrudant le complexe de San Blas (Cherts et basaltes) datée de 18.9 ± 0.4 Ma par U/Pb, dans la rivière Ambroya. D. Affleurement d'andésite porphyrique dans un dyke du Miocène inférieur composé majoritairement d'amphiboles et de plagioclases, rivière Ambroya. E. Zoom de l'affleurement D sur les agglomérats d'amphiboles centimétriques.

- le massif de Majé de 18.9 ± 0.4 Ma (Whattam *et al.*, 2012)
- le volcanisme des îles de Las Perlas de 22 à 19 Ma (Lissinna, 2005),

- et le volcanisme de Bahia Pinia de 22 Ma (Lissinna, 2005).

Dans le massif de Majé, des roches magmatiques sous forme de dykes intrudent le complexe de San Blas et la formation Darien. Cet intrusif récent forme par ailleurs la plupart des "hauts" reliefs du massif, par le jeu de l'érosion différentielle.

Ces roches sont mésocrates. Des figures de fluidalité sont observées dans les roches contenant une plus forte proportion de quartz. Ces roches, de manière générale, sont riches en plagioclases zonés et brisés, d'amphiboles, de quelques pyroxènes, d'apatites et peu de zircons. La texture des roches est porphyrique avec une mésostase comprenant des microlites de plagioclases essentiellement. Les amphiboles sont cristallisées en agglomérat (Fig. 2.9C.D) ce qui indique une source de magma saturé en eau. Ces dykes sont majoritairement andésitique voire dacitique, quand le quartz est détecté. La présence d'une mésostase dans tous mes échantillons montre une mise en place en surface ou sub-surface.

Dans la zone du Canal de Panama, la Formation Pedro Miguel repose en contact normal sur la Formation Cucaracha. Cette formation se compose de basaltes, coulées pyroclastiques et tufs volcaniques (Fig. 2.9A.B). Intrudant toutes les séries sédimentaires néogènes, le dernier épisode volcanique de la zone du Canal, appelé "*Late Basalts*", n'a pas encore été daté mais, sur la base de la superposition stratigraphique, pourrait correspondre à un épisode du Miocène supérieur (Fig. 2.9A).

Les analyses géochimiques du batholite de Petaquilla, de Cerro Patacon, de Majé et du volcan El Baru à la frontière du Costa Rica mettent en évidence des roches ayant une signature d'adakite ou proche des adakites. L'activité volcanique miocène des îles de Las Perlas et de Bahia Pinia n'a quant à elle pas été analysée mais on peut imaginer, une signature similaire à celle d'une adakite, par leur relative proximité avec les épanchements adakitiques identifiés. Ce volcanisme a été interprété par Whattam *et al.* (2012) comme étant la conséquence d'une déchirure horizontale du panneau plongeant sous l'isthme de Panama, déchirure qui se propage d'ouest en est au cours du temps. Montes *et al.* (2012a) émet l'hypothèse de la mise en place d'un arc volcanique miocène. Cependant, la disparité des événements volcaniques ne plaide pas pour la mise en place d'un arc volcanique aussi jeune. L'hypothèse de la déchirure du panneau plongeant sous le Panama, ou du passage en subduction d'une ride, apparaissent ainsi plus cohérents. Ces questions seront abordées plus loin dans la partie sur l'évolution géodynamique.

2.6 Les unités sédimentaires du Miocène inférieur

La période du Néogène est essentiellement marquée par les apports sédimentaires dans les bassins de la zone du canal de Panama et des bassins de Chucunaque-Tuira et Sambu. Je décris ici les formations existantes, avec plus de détails dans la partie est du Panama, car je n'ai pas eu l'occasion d'observer toutes les formations dans la zone du Canal de Panama.

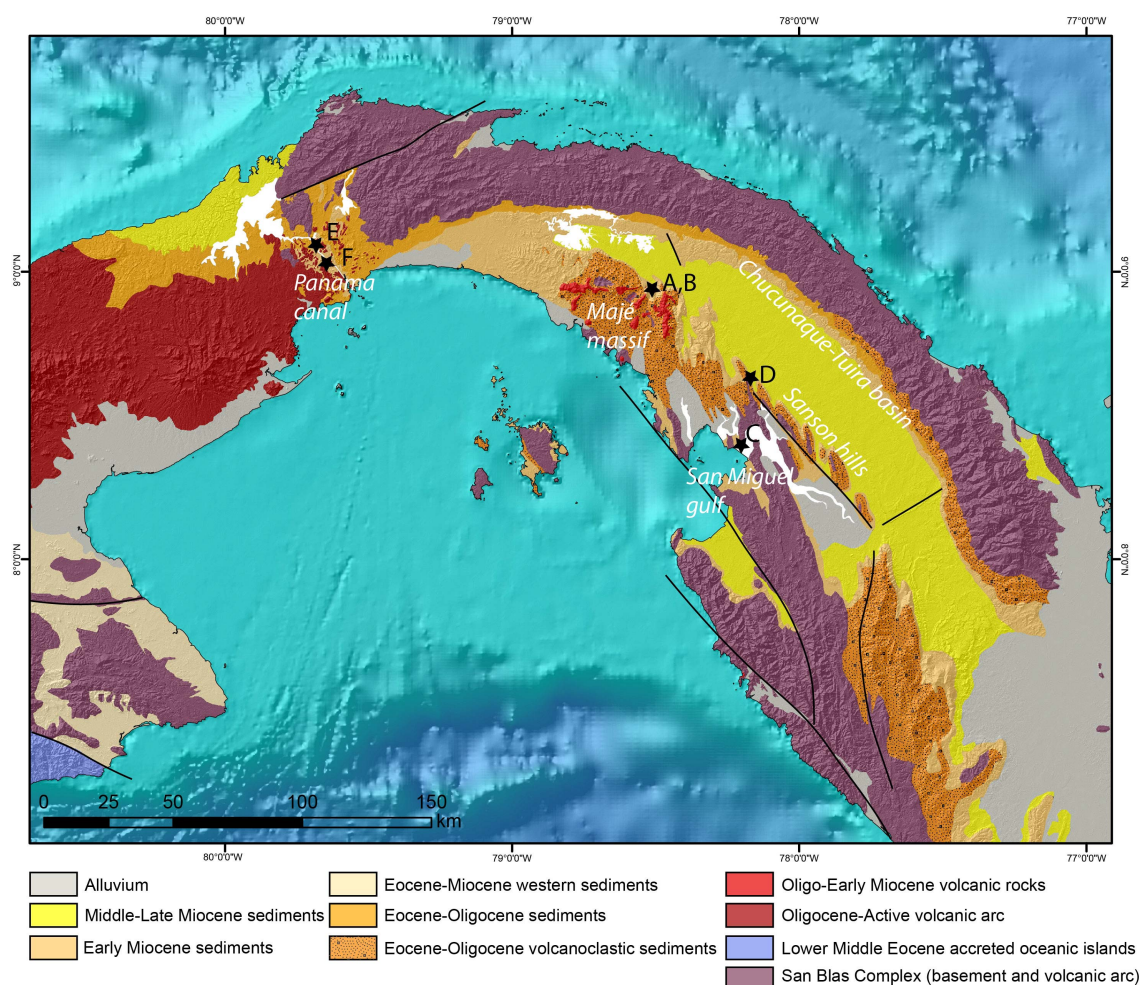


FIGURE 2.10 – Carte des unités volcaniques et volcano-sédimentaires du bloc Chocó Panama. Les formations d'âge Miocène inférieur ont été regroupées en une couleur unique, jaune orangée. Les étoiles et lettres correspondent à la localisation des photographies décrites en dessous.

2.6.1 La Formation Clarita

Historiquement, la Formation Clarita a été nommée par Shelton (1952) en se basant sur le rapport de Beckelmyer (1947). Shelton (1952) décrit une séquence stratigraphique complète dans la rivière Clarita, dans le bassin de Tuira. Initialement, cette Formation est datée de l'Eocène supérieur jusqu'à l'Oligocène inférieur (Shelton, 1952), puis Bandy et Casey (1973) réévaluèrent

son âge de l'Oligocène moyen jusqu'au Miocène inférieur. Ensuite, dans les rapports de Esso (1970, 1971a,b), la Formation Clarita, du Miocène inférieur à moyen, devient le Membre Clarita de la Formation Capeti. Finalement, Coates *et al.* (2004) redéfinirent la Formation Clarita du Miocène inférieur à moyen, à partir du stratotype étudié dans la rivière Tuquesa, proche de Boca de Marraganti, dans le bassin de Chucunaque.

Dans cette thèse, les roches observées et analysées de l'est Panama du Miocène inférieur sont majoritairement du Burdigalien, contraint en âge par les assemblages de fossiles de plus de 25 échantillons (Tab. 2.1). Ces roches affleurent sur les bordures des bassins de Chucunaque et Sambu en discordance angulaire, soit sur le Complexe de San Blas, soit sur la Formation Porcona, soit encore sur la Formation Darien (Fig. 2.10).

Une séquence complète de la série est observable le long de la rivière Ambroya, dans le massif de Majé (Fig. 2.10). A la base, une brèche remanie les andésites adakitiques formant des clastes anguleux parfois métriques. Puis, la série sédimentaire évolue vers une alternance de conglomérats volcanodétritiques de clastes variés, des grès conglomératiques, grès feldspathiques et calcarénites (Fig. 2.11.A). Des sédiments de plages (*beachrocks*) sont identifiés : ils sont riches en fossiles d'huîtres (Fig. 2.11.B), tandis que d'autres, plus fins sont riches en Foraminifères (échantillon 10PA52, Tab. 2.1 et annexe planche Foraminifères). Au sommet de la série sédimentaire, les conglomérats deviennent de plus en plus rares et laissent place à des grès, et des siltites. Ces séries montrent une paléobathymétrie néritique, témoignant d'une paléogéographie associée à un chapelet d'îles, c'est à dire, à cette époque, les hauts reliefs du massif de Majé étaient émergés, créés par l'activité volcanique adakitique, tandis qu'au pied du massif, des évidences montrent un milieu marin peu profond avec quelques plages.

En s'éloignant du massif de Majé en direction du lac Bayano, les séries sédimentaires deviennent plus fines et présentent de nombreux niveaux siliceux, de grès feldspathiques ou remaniant des cendres volcaniques. Des séries sédimentaires du même type sont observées au niveau des collines de Sanson (Fig. 2.11.D). Le milieu de dépôts de ces séries est un milieu marin peu profond en bordure de bassin sédimentaire. Coates *et al.* (2004) proposent une paléobathymétrie : - au cœur du bassin de Chucunaque-Tuira de 500 à 1500 m (*middle bathyal*) - et au niveau du bassin de Sambu de 1500 à 2000 m (*lower bathyal*).

Au niveau du golfe de San Miguel, la Formation Clarita repose en discordance angulaire sur le soubassement panaméen (Complexe de San Blas). Elle se compose d'une brèche de base, remaniant les sédiments du Crétacé supérieur, puis des conglomérats et grès (Fig. 2.2.B), et enfin des mudstones noirs et blancs à convolutes, qui pourraient être associées à des sismites démontrant l'existence d'une activité tectonique à proximité (Fig. 2.11.C). Ces mudstones à convolutes pourraient également être le résultat d'une surcharge sédimentaire locale dans cette région.

L'épaisseur de la Formation Clarita est très variable, entre 200 m en bordure de bassins, et 2000 m au cœur des bassins.

2.6.2 La Formation Las Cascadas

Historiquement, les roches de la Formation Las Cascadas étaient associées à celles de la Formation Bas Obispo de l'Oligocène comme un ensemble de roches magmatiques décrit par Hill en 1898 puis nommé "la roche de Gamboa" par Bertrand and Zurcher en 1899 (Woodring, 1957). Le terme *Las Cascadas Agglomerate* a été proposé pour la première fois par MacDonald en 1913 (Woodring, 1957). Récemment, la détermination des assemblages de fossiles de type Vertébré dans

cette Formation a permis de la rajeunir et de lui attribuer un âge Miocène inférieur (Rincon *et al.*, 2012).

La Formation Las Cascadas recouvre en discordance la Formation Bas Obispo dans la zone du Canal de Panama. Elle est constituée d'une succession volcano-sédimentaire, comprenant à la base des cendres volcaniques, et des niveaux de pierres ponce entrecoupés d'épisodes basaltiques et pyroclastiques (Fig. 2.11.E), puis vers le sommet, des séquences volcano-sédimentaires marines peu profondes comprenant des grès conglomératiques et des mudstones pourpres et verts riches en fossiles de Vertébrés (Montes *et al.*, 2012b). Cette formation est estimée à 390 m d'épaisseur.

2.6.3 La Formation La Culebra

Historiquement, la Formation La Culebra, anciennement nommée "Culebra Clays" par Hill en 1898, a été observée et décrite dans la zone du Canal au niveau de Gaillard Cut et des écluses de Pedro Miguel (Woodring, 1957). La base de la Formation La Culebra correspond à l'ancienne Formation La Boca, comprenant le membre *Emperador Limestone* (Kirby *et al.*, 2008), observée sur les bords du canal de Panama.

Cette Formation d'une épaisseur supérieure à 250 m, présente un faciès de transgression dans sa partie inférieure et médiane et un faciès de régression dans sa partie supérieure. Le faciès de transgression est composé : de sédiments de type mudstones noirs lignitiques, représentant un paléosol, puis des calcarénites et de conglomérats calcaires représentant un paléo lagon, et enfin l'*Emperador Member*, que nous avons observé sur le terrain, représentant une ancienne plateforme récifale (Kirby *et al.*, 2008). Le faciès de régression est composé de la séquence sédimentaire inverse décrite précédemment, c'est-à-dire : des grès, siltites riches en foraminifères, mollusques, échinoïdes et dents de requins, mudstones, et conglomérats puis des lignites. Ce faciès de régression décrit l'évolution d'un milieu marin *inner neritic* à un milieu terrestre car en haut de la Formation, des niveaux de mudstones montrent du bois de mangroves fossilisés (Kirby *et al.*, 2008), qui marque un ancien paléosol tropical.

2.6.4 La Formation Cucaracha

Le nom de Formation Cucaracha fut proposé initialement par MacDonald en 1913 pour décrire les roches argileuses colorées dans la région du Canal de Panama au niveau de Gaillard Cut.

La Formation Cucaracha, d'une épaisseur d'environ 140 m, est constituée de cendres volcaniques argileuses multicolores, de conglomérats, de grès, d'argiles et de lignites. Elle se caractérise par une forte concentration de fossiles terrestres d'origine animale et végétale (Kirby *et al.*, 2008). Cette formation représente une plaine alluviale sous un climat tropical, d'où la présence de troncs de palmiers entièrement silicifiés (Fig. 2.11.F). Cette formation repose stratigraphiquement et en contact normal sur la formation Culebra. La Formation Pedro Miguel, volcanique, repose en contact normal sur la Formation Cucaracha. On peut également constater que de nombreux dykes de la Formation Pedro Miguel coupent les séries sédimentaires de la Formation Cucaracha.

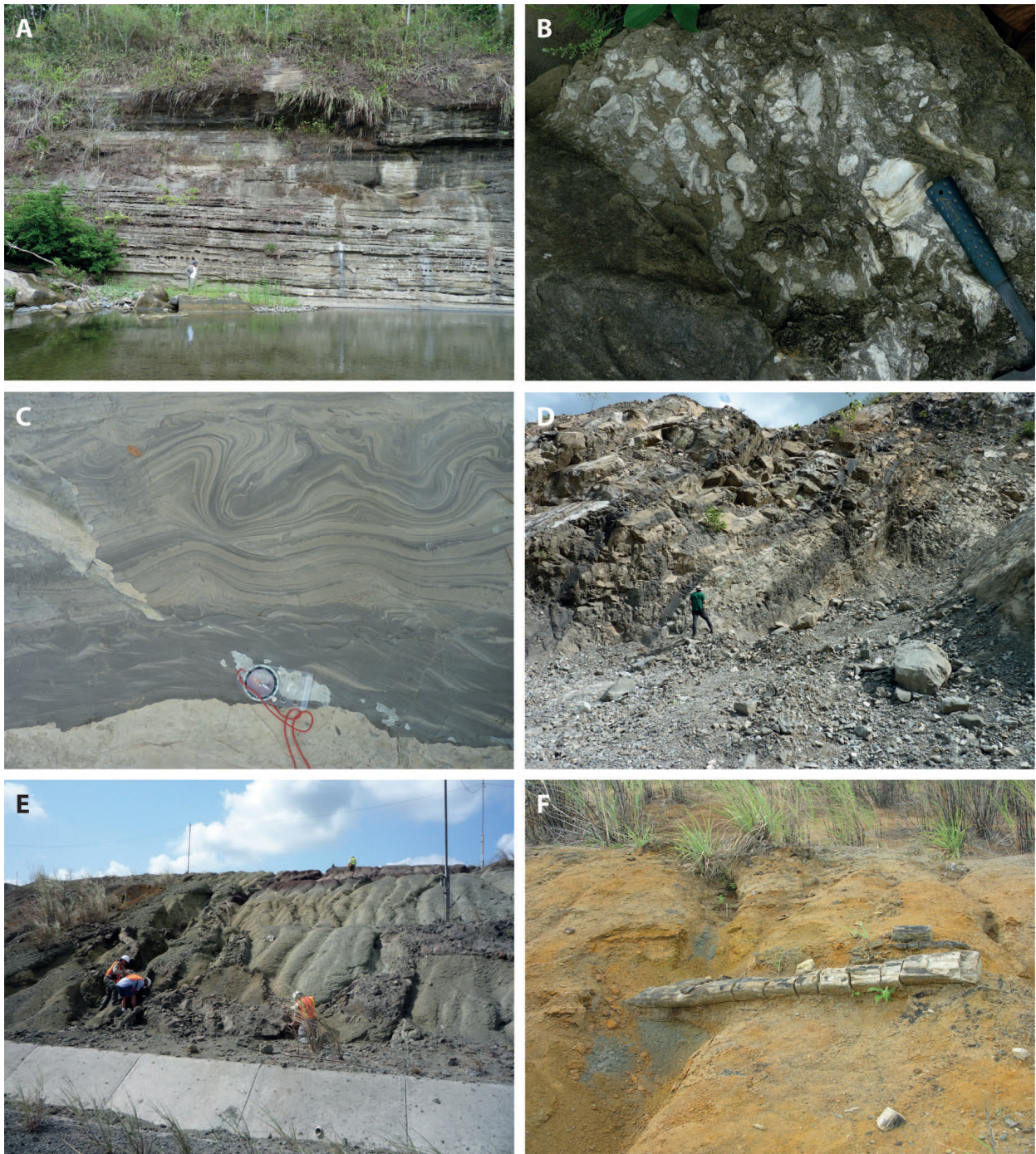


FIGURE 2.11 – Illustration photographique montrant les roches attribuées aux formations sédimentaires du Miocène inférieur. A. Calcarénite de la formation Clarita affleurant dans la rivière Ambroya du massif de Majé. B. Grès volcanodétritique fossilifère riche en débris à huîtres, du Miocène inférieur, échantillon 10PA52, Formation Clarita (Tab. 2.1), affleurant dans la rivière Ambroya du massif de Majé. C. Mudstones à convolutes dans la Formation Clarita du Burdigalien inférieur à moyen (NN2-NN3), échantillons 11PA112 à 11PA117 dans le golfe de San Miguel (Tab. 2.1). D. Carrière avec affleurement de la Formation Clarita, échantillon 11PA20-21-22, à proximité de Santa Fé (Tab. 2.1). E. Alternance de tuffs volcaniques avec des coulées de laves, entrecoupés de failles normales, affleurant dans le Canal de Panama, de la Formation Las Cascadas. F. Paléosol tuffacé de la Formation Cucaracha, comprenant de nombreux fossiles mammifères et de bois fossilisés, affleurement dans le Canal de Panama.

2.7 La couverture sédimentaire du Miocène moyen à supérieur

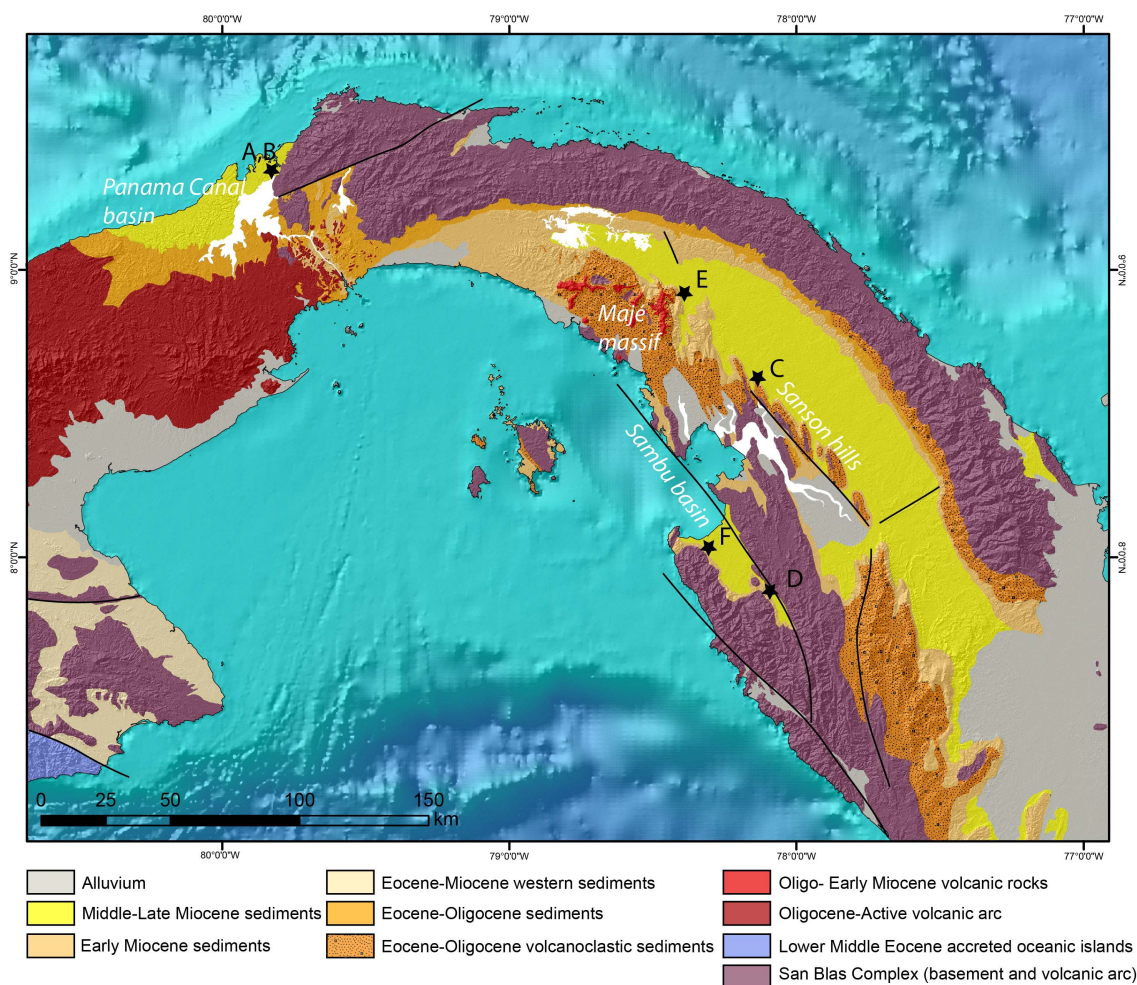


FIGURE 2.12 – Carte des unités volcaniques et volcano-sédimentaires du bloc Chocó Panama. Les formations d'âge Miocène moyen à supérieur ont été regroupées en une couleur unique, jaune. Les étoiles et lettres correspondent à la localisation des photographies décrites en dessous.

2.7.1 Les Formations Gatun et Chagres du bassin Canal de Panama

Deux formations apparaissent dans ce bassin : la Formation Gatun et la Formation Chagres. Ces deux formations du Miocène moyen-supérieur marquent la dernière incursion marine dans la région (Fig. 2.12). La Formation Gatun a été nommée pour la première fois par Howe en 1907, et la Formation Chagres par MacDonald en 1919, datée dans un premier temps du Pliocène inférieur, puis réévaluée au Miocène supérieur (Woodring, 1957; Collins *et al.*, 1996b).

La base de la Formation Gatun est datée du Miocène moyen-supérieur, c'est à dire plus précisément du Serravalien (Collins *et al.*, 1996b). Le cœur et le haut de la Formation sont datés du Miocène supérieur, et plus précisément du Tortonien (zone NN10 et N16) (Collins *et al.*, 1996b).

Elle repose en discordance angulaire sur des sédiments éocènes ou plus récents. Elle se caractérise par un conglomérat de base et des lignites puis par environ 500 m de siltites marines massives et de grès fins. Quelques nodules argileux dans certains niveaux montrent des concentrations de débris fossilifères (Fig. 2.14.A et B). En bordure du bassin du Canal ou parfois appelé bassin Gatun, on peut observer un changement latéral de faciès, d'un milieu terrestre de type lagon à un milieu marin riche en fossiles (Fig. 2.13). Cette information montre que des terres émergées bordaient ce bassin. Cette Formation est très riche en fossiles marins (Fig. 2.14.B). La présence de Foraminifères benthiques spécifiques montre une affinité Caraïbe (Collins *et al.*, 1996b).



FIGURE 2.13 – Changement latéral de faciès de la Formation Gatun, sur les flancs du bassin du Canal. Localisation de l’affleurement d’après la carte géologique de Stewart *et al.* (1980).

Je n’ai pas observé directement la Formation Chagrès mais Collins *et al.* (1996b) décrivent cette Formation du Miocène supérieur, et plus particulièrement de la fin du Tortonien au Messinien (zone NN11 et N17). Cette Formation marine de 250 m d’épaisseur est composée majoritairement de grès volcanoclastiques. L’analyse des foraminifères benthiques, planctoniques et mollusques indiquent une affinité Pacifique (Collins *et al.*, 1996b).

Dans ce même article, l’analyse paléobathymétrique indique une profondeur de sédimentation entre 0 et 30 m (*inner neritic*) pour la Formation Gatun et une profondeur de sédimentation entre 200 et 500 m (*upper bathyal*) pour la Formation Chagrès. La circulation océanique entre l’océan Pacifique et l’océan Atlantique-Mer des Caraïbes durant le Tortonien et le Messinien est donc avérée.

2.7.2 Les Formations des bassins de Chucunaque-Tuira, et Sambu : Sabana Beds

Les Formations Tapaliza, Tuira et Chucunaque vont être successivement décrites. Seules les Formations Membrillo et Yavisa affleurant rarement ne seront pas décrites ici, mais leurs descriptions lithologiques sont disponibles dans l'article de Coates *et al.* (2004).

2.7.2.1 La Formation Tapaliza

La Formation Tapaliza a été nommée initialement dans les rapports Esso (1970, 1971a,b) et son stratotype a été décrit dans la rivière Tapaliza, affluent de la rivière Pucuro dans le bassin de Tuira, région actuellement inaccessible. Coates *et al.* (2004) réétudièrent cette Formation à partir de deux séquences stratigraphiques affleurant dans la rivière Tuquesa à Charco Chiva, et dans la rivière Marraganti dans le bassin de Chucunaque.

La Formation Tapaliza identifiée dans cette étude, affleure également dans la région de Majé, près du village d'Ipeti et dans le bassin de Sambu, près du village de Trembla. L'âge de cette Formation est contraint par les assemblages de nannofossiles observés dans nos échantillons, à la zone NN6 et NN7 (échantillons 10PA48, 11PA58 et 11PA80 dans la Tab. 2.1), correspondant au Serravalien (Miocène moyen), voire à la zone NN4 (échantillons 10PA64, 11PA23 et 11PA16 de la Tab. 2.1). Mes observations attestent de la présence de grès remaniant du matériel volcanique, de mudstones et de siltites calcaires et argileuses (Fig. 2.14.C et D). L'épaisseur de cette Formation dépend beaucoup de sa localisation dans le bassin sédimentaire, et varie entre 350 m et plus de 1500 m. La détermination de la paléobathymétrie est également dépendante de la morphologie du bassin et est comprise entre 500 et 1500 m (*middle bathyal*) dans les zones profondes du bassin et entre 150 et 500 m (*upper bathyal*) en bordure de bassin et dans la partie supérieure de la Formation. Les faunes ont une affinité Pacifique d' Coates *et al.* (2004).

2.7.2.2 La Formation Tuira

La Formation Tuira a été décrite et nommée initialement par Esso (1970, 1971a,b) sans localisation du stratotype. Coates *et al.* (2004) ont repris l'appellation et décrivent cette Formation à partir d'une section dans la rivière Tuira, dans le bassin de Tuira, zone actuellement difficile d'accès.

L'ensemble sédimentaire le plus jeune dans le bassin de Chucunaque et de Sambu observé, correspondrait à la Formation Tuira (Fig.2.12). Ce sont des siltites comprenant des débris de bois, de squelettes de mollusques et écailles diverses (Fig. 2.14.E.F). Certains niveaux sont calcaires mais la plupart des couches sédimentaires sont siliceuses. On retrouve également quelques bancs gréseux métriques. L'assemblage de nannofossiles indique un âge compris entre la zone NN9b et NN10, correspondant au Tortonien, Miocène supérieur (échantillons 11PA30 à 11PA34, 11PA39, 11PA40, 11PA50, 11PA51, et 11PA94 de la Tab. 2.1).

Ces sédiments se sont déposés à des profondeurs allant de 0 à 30 m (*inner neritic*) en bordure de bassins à 500- 1500 m (*middle bathyal*) au cœur des bassins (Coates *et al.*, 2004). D'après Coates *et al.* (2004), le milieu de dépôt est pauvre en oxygène lié à un faible assemblage de Foraminifères. Au niveau de l'affleurement des échantillons 11PA39-40 (Tab. 2.1) dans le massif de Congo à proximité de Torti, plusieurs niveaux sédimentaires fins verts et gris montrant un

milieu de sédimentation calme et réducteur pourraient correspondre à un milieu de dépôt pauvre en oxygène. L'épaisseur de la Formation varie entre 500 et 1000 m.

2.7.2.3 La Formation Chucunaque

Je n'ai pas eu l'occasion d'observer cette Formation qui affleure au cœur du bassin de Chucunaque, formant la dernière couverture sédimentaire de ce bassin. La Formation Chucunaque fut nommée par Shelton (1952) grâce au rapport de Beckelmyer (1947), et estimée en âge au Miocène supérieur voire Pliocène. Récemment, Coates *et al.* (2004) ont décrit plus précisément cette Formation dont le stratotype se situe dans la rivière Tuquesa puis dans la rivière Chucunaque. Leur coupe de référence dans les séries de la Formation Chucunaque se situe le long de la rivière Chico (Coates *et al.*, 2004).

Elle comprend majoritairement des niveaux d'argiles et de siltites, altérées, bleues, vertes à noires accompagnés de quelques horizons fins de grès volcanodétritiques. A sa base, des conglomérats ont été observés. Son épaisseur n'excède pas 400 m en bordure de bassin mais peut atteindre 1200 m d'épaisseur en son cœur. La paléobathymétrie, déterminée par l'assemblage des Foraminifères, montre des dépôts peu profonds (*inner neritic*) en bordure, et entre 150 et 500 m (*upper bathyal*) au cœur du bassin. L'analyse des nannofossiles indique un âge Tortonien à Messinien (Miocène supérieur), dans la zone NN11 et parfois NN10. La particularité de la mise en place de cette Formation est l'existence d'une discordance entre 8.6 et 7.1 Ma. Cette lacune sédimentaire s'observe également dans la zone du Canal de Panama (Collins *et al.*, 1996b) et dans la région de Bocas del Toro (Coates *et al.*, 2003), il s'agit donc d'un phénomène régional.

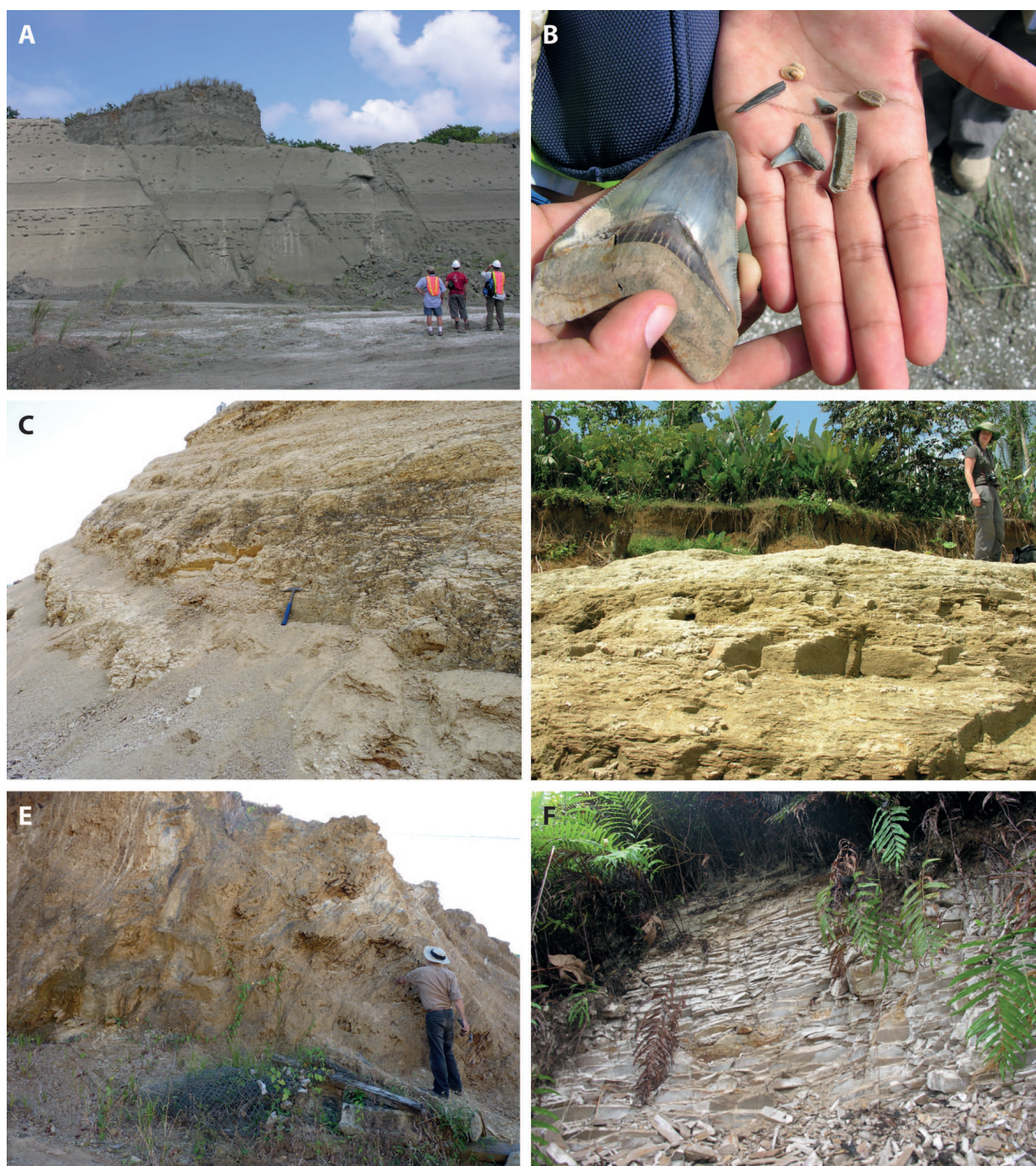


FIGURE 2.14 – Illustration photographique montrant les roches attribuées aux formations sédimentaires du Miocène moyen-supérieur. A. Carrière de Sabanitas où affleure la formation Gatun. B. Dent de *Carcharodon Megalodon* et autres fossiles trouvés par Catalina Suarez dans la carrière. C. Affleurement de marnes sur la route de Puerto Lara, datée du Miocène Moyen, échantillon 11PA16, de la Formation Tapaliza ? (Tab. 2.1). D. Marnes argileuses, au niveau du village de Trembla, dans la rivière de Sambu, datée du Miocène moyen, Serravalien, échantillon 11PA80 (Tab. 2.1). E. Tufs finement lités au village de Torti, datés du Miocène supérieur, Tortonien, échantillon 11PA50-51 (Tab. 2.1). F. Shales dans le bassin de Sambu proche du village de Garachiné, daté du Miocène supérieur, Tortonien, échantillon 11PA94 (Tab. 2.1).

2.8 Résumé et conclusion

En résumé, la compilation des résultats des études antérieures et de mon étude permettent de mieux contraindre l'histoire géologique de la région est du Panama (Fig. 2.15) :

- Le soubassement panaméen est d'origine océanique. Sa partie supérieure provient de l'épanchement de basaltes associés à l'activité d'un ou plusieurs points chauds. Ce ou ces points chauds, actuellement vivement débattus, pourrait correspondre au fonctionnement passé du point chaud actuel des Galapagos (Lissinna, 2005). Ce soubassement est communément relié au soubassement de la plaque Caraïbe. Quelques sédiments siliceux très déformés reposent sur ces roches magmatiques et indiquent un milieu de dépôt abyssal. L'ensemble stratigraphique date du Crétacé supérieur, Campanien inférieur. De plus, le sommet de cette unité correspond à l'horizon B'', observable sur des profils de sismique réflexion *offshore* des bassins caraïbes, et en particulier du bassin de Colombie (Bandy et Casey, 1973; Mauffret et Leroy, 1997; Bowland et Rosencrantz, 1988; Bowland, 1993).
- Un proto-arc panaméen, lié à l'initiation de la subduction de la plaque Farallon, se met en place au Campanien supérieur. La signature géochimique du proto-arc coïncide avec une signature intermédiaire entre celle d'un point chaud et celle d'un arc volcanique calco-alcalin mature. Lors de cette étude, n'ayant pas réalisé de nouvelles études géochimiques, je désigne l'unité volcano-sédimentaire comme l'unité se rapportant au premier témoin d'un arc volcanique à la fin du Crétacé. L'existence de calcaires biomicritiques silicifiés montre que le milieu de dépôts devient bathyal.
- Un arc calco-alcalin mature se développe entre le Paléocène (65 Ma?) et l'Éocène moyen (environ 40 Ma) formant le matériel du massif de San Blas-Darien. Les derniers événements volcaniques sont caractérisés par un volcanisme sub-aérien. De plus, les données thermochronologiques montrent une phase de surrection se produisant entre 47 et 42 Ma (Lutétien) (Montes *et al.*, 2012b). Il est donc possible d'envisager l'émergence de quelques hauts reliefs volcaniques du massif de San Blas-Darien à cette époque, sous la forme d'îles. De plus, la présence de vestiges d'anciennes coulées pyroclastiques marque l'existence de quelques volcans explosifs émergés.
- L'émergence de l'arc produit une unité sédimentaire, appelée Formation Darien, constituée de débris volcaniques issus de l'érosion de l'arc volcanique. Ces sédiments se déposent autour du massif érodé dans un contexte de pente sous-marine. Cette formation datée de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur, est composée dans le massif de Majé, de brèches sédimentaires qui deviennent, au cours du temps, des conglomérats de galets arrondis. Les dépôts deviennent également plus calcaires. On peut en déduire qu'au fil du temps, le massif de Majé s'éloigne relativement de la source du matériel érodé, c'est-à-dire le massif de San Blas-Darien.
- A cette même période (Eocène moyen- Oligocène supérieur), des bassins sédimentaires se forment dans la zone du canal de Panama et dans l'est Panama. Les Formations Gatuncillo et Porcona en sont les témoins majeurs. L'éloignement du massif de Majé suggère la formation du bassin de Chucunaque-Tuira en extension le long de l'arc volcanique. La formation du bassin de Sambu peut être synchrone ou plus tardive.
- La discordance, entre les sédiments de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur, durant l'Aquitainien dans l'est Panama et la présence de paléosols dans la région centrale du Panama, indiquent une émergence de la région. Cette émergence peut être liée à des mouvements

tectoniques régionaux ou à un changement global du niveau des mers. Or durant cette courte période, une régression marine est prouvée, mais n'exclut pas pour autant la composante tectonique. Une analyse des déformations est donc nécessaire et sera présentée plus loin.

- Entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, un volcanisme sporadique, à proximité d'accidents tectoniques et de signature adakitique apparaît créant des reliefs émergés supplémentaires. Ce volcanisme peut être relié à un déchirement du panneau plongeant de la plaque Farallon en profondeur sous l'isthme panaméen.
- Durant le Miocène inférieur, les bassins de Chucunaque-Tuira et Sambu se remplissent de sédiments. Le massif de Majé émergé est érodé, et des plages bordent ses plus hauts reliefs (Formation Clarita). La région du Canal est émergée, sous forme de plaine alluviale remaniant des débris volcaniques diverses (Formation Cucaracha).
- Une discordance régionale est soulignée par l'absence de sédiments d'âge Langhien (Miocène moyen, 16-14 Ma environ). Cette discordance peut être corrélée à un mouvement eustatique ou tectonique régionale. Une analyse des déformations est donc nécessaire pour départager les deux hypothèses.
- Au Miocène moyen (Serravalien), la sédimentation marine reprend dans les bassins de la région du Canal de Panama et dans les bassins Chucunaque-Tuira et Sambu (Formations Gatun et Tapaliza). Cette sédimentation calme en milieu profond, pauvre en oxygène dans la région est Panama se poursuit jusqu'au Tortonien, 8.6 Ma (Formation Tuira).
- Une discordance entre 8.6 et 7.1 Ma semble en accord avec ce que l'on connaît de l'âge de l'émergence de l'isthme panaméen. La sédimentation dans les bassins se poursuit ensuite jusqu'à la fin du Miocène supérieur (Formations Chagrès et Chucunaque).
- Aucun sédiment pliocène n'est retrouvé dans la région centrale et orientale du Panama, ce qui dénote l'émergence de l'isthme d'Amérique centrale, la formation d'un pont entre les deux Amériques et la migration des espèces animales. Cet événement est daté entre 7 et 3.5 Ma (Keigwin, 1978, 1982; Duque-Caro, 1990a; Coates *et al.*, 1992, 2004; Collins *et al.*, 1996b; Kameo et Sato, 2000; Beu, 2001; Newkirk et Martin, 2009).

En conclusion, cette étude, regroupant à la fois de nouvelles données d'observation et de description et de nouvelles datations de fossiles sur roches sédimentaires, confrontées aux anciennes datations et données stratigraphiques issues de la bibliographie, met en évidence de nouveaux résultats stratigraphiques dans la région est Panama. Il est important de noter la mise en place du bassin de Chucunaque à l'Eocène moyen et non à l'Oligocène supérieur comme proposée récemment par Montes *et al.* (2012b). Quelques incertitudes persistent essentiellement dans le Complexe de San Blas, correspondant aux roches les plus anciennes et affleurant rarement dans l'est Panama, ce point sera abordé dans le chapitre 6. La figure 2.15 souligne la présence de plusieurs discontinuités entre les différentes Formations et Complexe qu'il faut maintenant expliquer soit par des mouvements eustatiques soit par des mouvements verticaux d'origine tectonique.

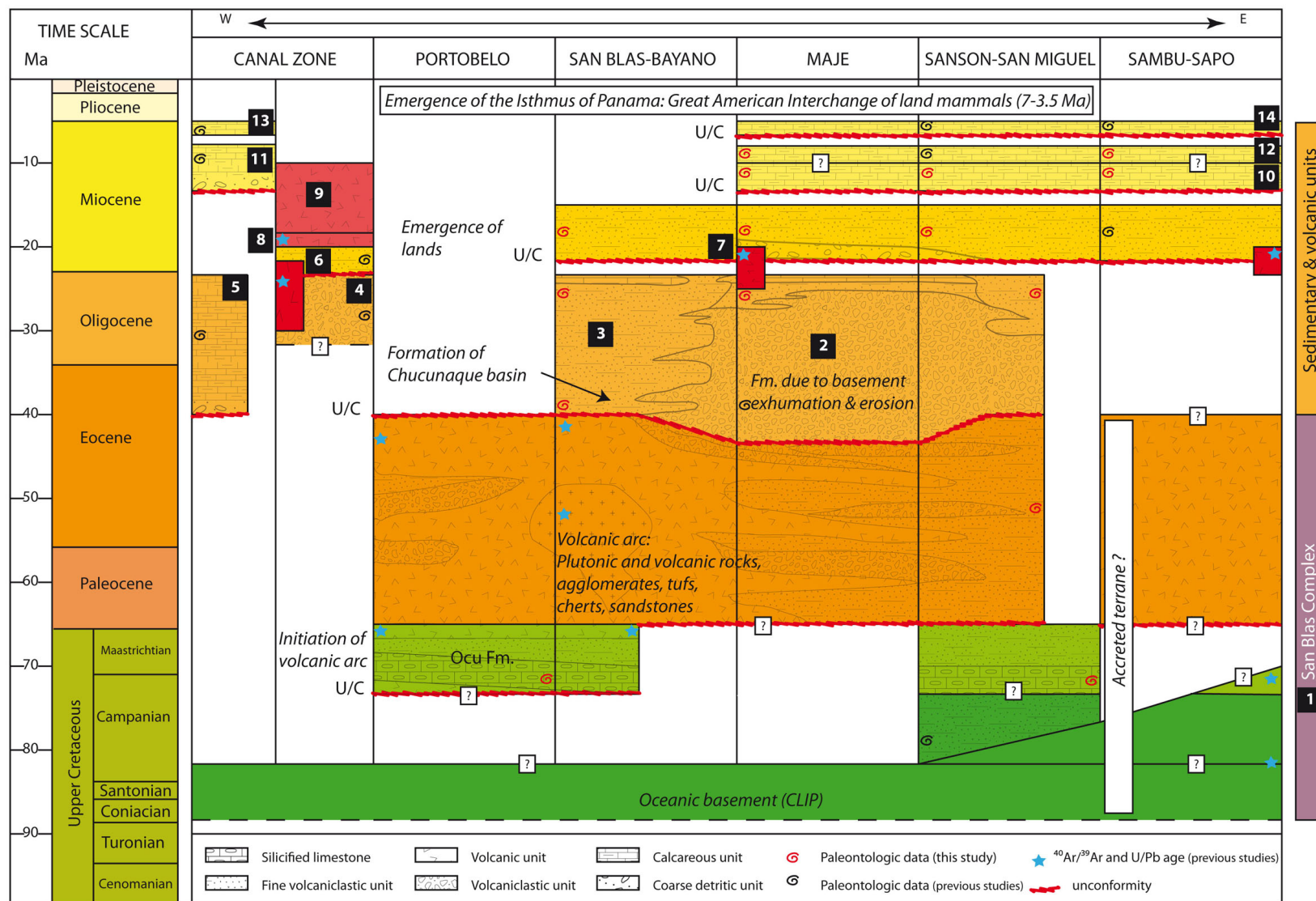


FIGURE 2.15 – Séries tectonostratigraphiques synthétiques du bloc Chocó Panama. 1 : Complexe de San Blas, 2 : Formation Darien, 3 : Formation Porcona, 4 : Formation Bas Obispo, 5 : Formation Gatuncillo, 6 : Formations las Cascadas, la Culebra, et Cucaracha, 7 : Formation Clarita, 8 : Formation Pedro Miguel, 9 : Formation "late basalts", 10 : Formation Tapaliza, 11 : Formation Gatun, 12 : Formation Tuira, 13 : Formation Chagres, 14 : Formation Chucunaque.

Chapitre 3

Déformations et structures des blocs Chocó et Chorotega

Sommaire

3.1	Introduction	69
3.2	Les données utilisées	70
3.2.1	Données de terrain	70
3.2.2	Les images spatiales à capteurs passifs : ASTER, Landsat7 ETM+, images issues de Google Earth	71
3.2.3	Les images spatiales à capteurs actifs : SRTM, ERS2	72
3.2.4	Données géophysiques	76
3.3	Méthodologie d'interprétation des formations géologiques	76
3.4	Régime de déformations successif et structures associées	80
3.4.1	Déformations extensives le long de la marge nord du bloc Chocó	84
3.4.2	Déformations transpressives récentes dans le bloc Chocó au Panama	88
3.4.3	Déformations compressives du Miocène moyen-supérieur	93
3.4.4	Transtension et formation des bassins	97
3.4.5	Déformations anté-Eocène moyen	111
3.5	Synthèse des événements tectoniques identifiés	115
3.6	Discussion et conclusion	116

3.1 Introduction

Pour comprendre l'évolution géodynamique de l'isthme de Panama et la formation des blocs Chocó et Chorotega, une étude des déformations et structures, est nécessaire.

Pour mener à bien cette étude tectonique, je vais successivement :

- analyser finement les données structurales recueillies sur le terrain ;
- dégager des informations structurales des images spatiales ;
- interpréter les lignes de sismique réflexion (mises à disposition par Total SA).

Mon objectif est de confronter chaque résultat, d'apporter une résolution temporelle grâce aux résultats stratigraphiques, pour en déduire différents régimes successifs de déformation, contraints dans le temps et dans l'espace.

Je commencerai par une description des données utilisées, de la méthodologie d'interprétation, puis enfin je décrirai les différents régimes de déformation. Je terminerai par une synthèse et une discussion des principaux résultats.

3.2 Les données utilisées

J'associe ici les données de terrain, que j'ai recueillies lors de trois missions à Panama, les résultats des images spatiales, et des données géophysiques disponibles ainsi que les données publiées dans la bibliographie régionale. Toutes ces données ont été compilées et incorporées dans une base de données organisée dans le logiciel ArcGIS. Les représentations graphiques ont ensuite été traitées à l'aide du logiciel Adobe Illustrator.

3.2.1 Données de terrain

Mes données de terrain originales ont été rassemblées lors de trois missions, réalisées au cours de ma thèse, fruit de multiples collaborations.

Une première mission de reconnaissance, de courte durée, a été réalisée en profitant d'un *Workshop*, organisée en février 2010 par le *Smithsonian Tropical Research Institute* (STRI) dans le cadre des projets IGCP 546 "*Subduction zones of the Caribbean*" et IGCP 574 "*Bending and bent orogens*".

Une deuxième mission, en mars-avril 2010, d'une durée d'un mois et demi a été l'occasion de parcourir, les massifs de Majé et de San Blas-Darien, avec l'aide et la collaboration du STRI. J'ai également prélevé des échantillons des huiles du puits de Garachiné 2, dans le bassin de Sambu.

Une troisième mission, d'un mois et demi en février-mars 2011, a permis d'explorer la péninsule de Portobelo, les collines de Sanson, le massif de Sapó, le bassin de Sambu, le golfe de San Miguel et de retourner dans les régions étudiées préalablement pour recueillir des données supplémentaires. Cette mission a été réalisée en collaboration avec l'Université de Panama et grâce à l'appui logistique de l'entreprise *Panama Exotic Adventures*.

Au total, 378 sites géologiques (observations, échantillonnages, et mesures stratigraphiques) ont été examinés dans l'est Panama (Fig. 3.1) en l'espace de ces deux années.

Sur le terrain, nous avons été confrontés à un certain nombre de difficultés :

- La couverture végétale tropicale très dense, ne permettant pas l'observation complète de paysages et réduisant ainsi le champ d'interprétation. Les affleurements se situent essentiellement dans les rivières qui incisent les massifs. Il faut donc explorer le cours de celles-ci pour réunir les indices structuraux dont nous avons besoin ;
- Le réseau de voiries (routes, pistes, chemins) très peu développé fruit d'une volonté politique de limitation des convois de narcotrafiquants. En outre, le réseau de communication existant est épisodiquement coupé par les inondations en saison des pluies ;
- L'altération très forte des affleurements liée au climat tropical humide ;
- L'existence de territoires indigènes autonomes (communautés indiennes Kuna, Embera et Wounaan) et difficiles d'accès surtout à cette période, liée aux manifestations et protestations contre des lois panaméennes visant l'exploitation minière sur ces territoires.

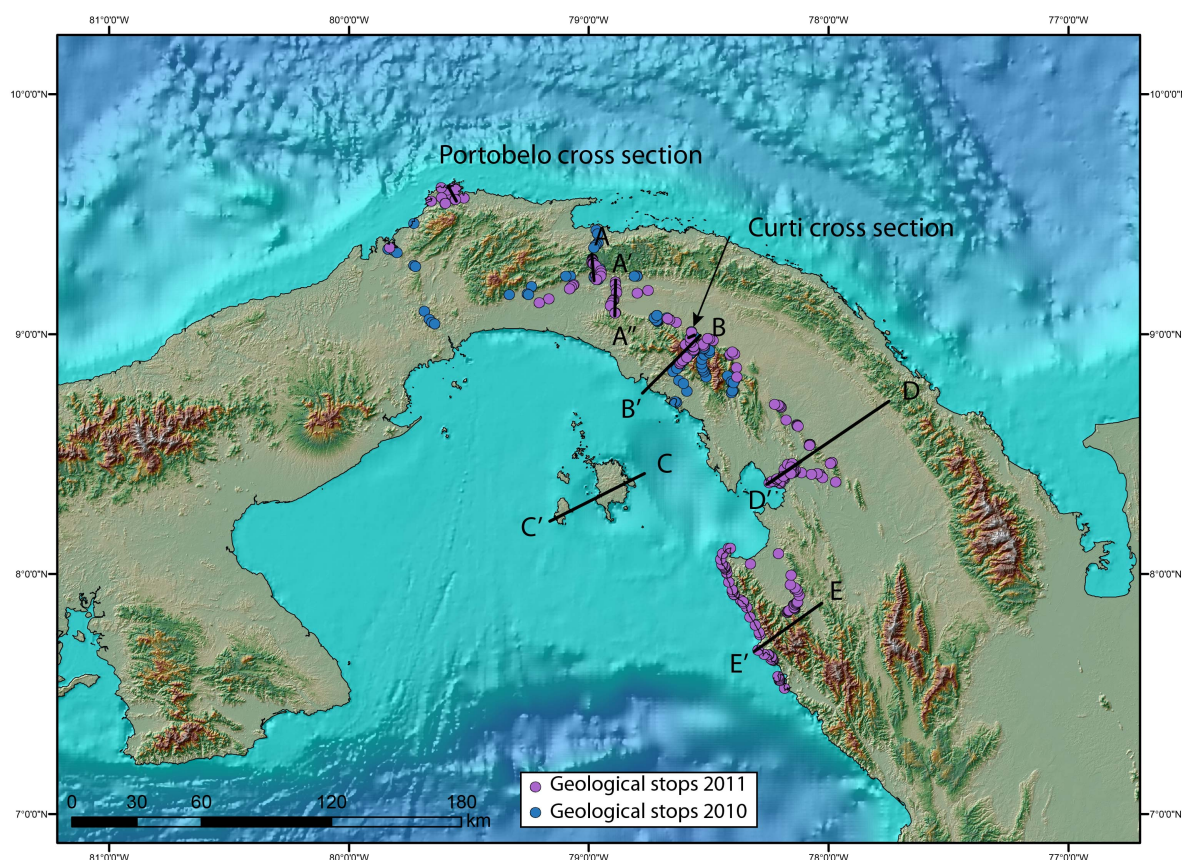


FIGURE 3.1 – Carte du Panama montrant la localisation des sites géologiques et la position des principales coupes géologiques interprétatives réalisées. La topographie est extraite des données SRTM.

- La présence militaire prégnante, en raison des passages réguliers de narcotrafiquants. Des régions entières sont ainsi minées, et la région frontalière avec la Colombie reste inaccessible.

Dans un tel contexte, l'exploitation des images spatiales pour l'étude des déformations à grande échelle, en complément de mes données de terrain, est apparue comme une solution appropriée.

3.2.2 Les images spatiales à capteurs passifs : ASTER, Landsat7 ETM+, images issues de Google Earth

Le système de télédétection le plus simple pour observer la surface de la Terre est certainement l'exploitation des photographies aériennes et des images satellites.

Des images de la Terre sont obtenues à partir d'un radiomètre passif imageur, grâce à un système mécanique et optique qui balaye l'ensemble d'une scène. Il est couplé à un système de restitution permettant d'associer des niveaux de gris aux valeurs radiométriques obtenues en chaque point.

Le logiciel Google Earth compile ainsi, des photographies aériennes et satellites, et des images satellites supplémentaires. Ces images, drapées d'un MNT, sont en libre accès. Elles permettent

ainsi une première méthode d'approche de la zone d'étude. Cependant, cette méthode souffre de quelques limitations : la région d'étude est rarement imagée en haute résolution et de manière générale, l'Amérique Centrale très végétalisée et nuageuse est particulièrement mal représentée.

Les images du programme Landsat7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), sont disponibles sur le serveur <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>. Elles ont une résolution pan-chromatique de 15 m et 28.5 m pour les images composites, et une résolution de 60 m dans l'infrarouge thermique. Cependant, le problème de la couverture nuageuse et végétale caractéristique du Panama persiste.

Les images du programme ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) du satellite Terra fournit un MNE d'une résolution de 30 m sur le plan horizontal, qui à première vue pourrait être un outil précieux pour une cartographie fine. Malheureusement, il existe de nombreuses anomalies résiduelles liées à la couverture nuageuse et végétale qui perturbent les données ASTER donnant un aspect "grumeleux" à l'image. Ces artefacts les rendent parfois inutilisables.

3.2.3 Les images spatiales à capteurs actifs : SRTM, ERS2

Mon choix s'est porté sur l'utilisation d'images provenant de capteurs actifs émettant dans les hyperfréquences.

L'imagerie radar possède le grand avantage d'être indépendante de l'éclairage solaire et quasi-indépendante de la couverture nuageuse. De manière simple, ces images sont fournies par un satellite (ou une navette spatiale) comportant une antenne radar embarquée, et fonctionnant en alternance comme émetteur et récepteur d'ondes (Fig. 3.2.A).

Les premières données utilisées dans cette étude sont fournies par un satellite comportant un radar latéral, l'ERS2-SAR (Fig. 3.2.A ex :ERS).

L'onde électromagnétique est émise par une antenne oblique, sous forme d'un faisceau étroit maintenu dans le plan perpendiculaire au déplacement du satellite. Les caractéristiques de l'onde retournée (amplitude, phase, et polarisation) sont comparées à celles de l'onde émise, afin de déduire :

- le temps de parcours capteur-objet-capteur, et de calculer ainsi la distance capteur-objet,
- et l'atténuation du signal rétrodiffusé par rapport à celui émis, qui donne indirectement les propriétés de la surface réfléchissante.

En effet, les mesures récupérées par l'antenne dépendent du coefficient de rétrodiffusion, lui même fonction de plusieurs paramètres comme :

- la fréquence du faisceau monochromatique incident ;
- l'angle d'incidence ;
- la polarisation du faisceau incident et rétrodiffusé par la surface. On parle de polarisation horizontale (H) lorsque le champ électrique du rayonnement électromagnétique vibre dans le plan parallèle à l'axe de vol et perpendiculaire à la direction de visée ; et de polarisation verticale (V) lorsque le champ électrique est perpendiculaire à l'axe de vol et de visée. Il existe quatre combinaisons : HH, VV, HV et VH ;
- les caractéristiques électriques du milieu lié à la constante diélectrique, qui décrit la capacité des matériaux à absorber, réfléchir et émettre l'énergie des hyperfréquences. Par exemple, la teneur en eau de la cible influence le faisceau rétrodiffusé ;

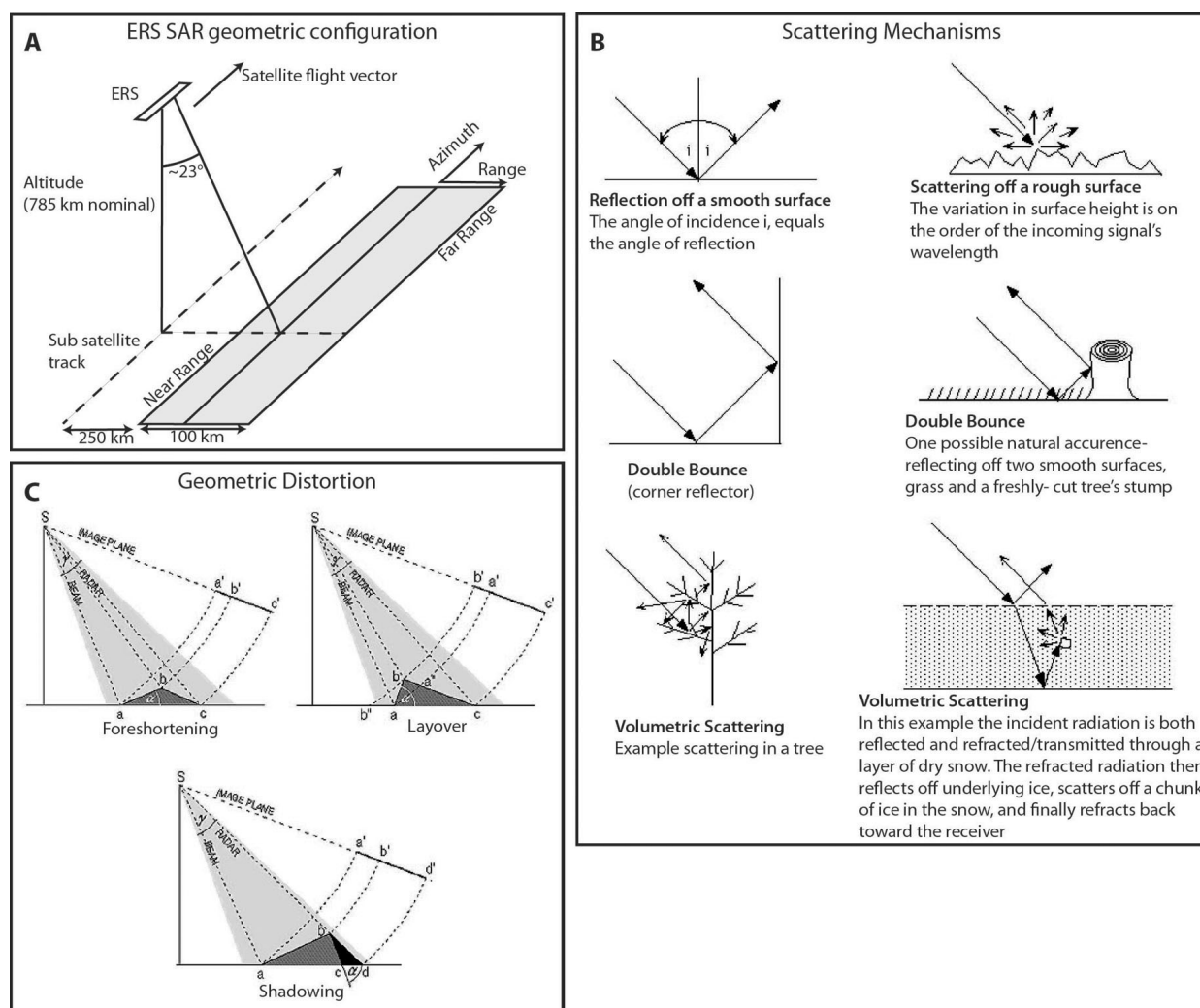


FIGURE 3.2 – A. Configuration géométrique des satellites ERS-SAR 1 et 2, B. Différents mécanismes de diffusion des ondes émises par le satellite sur la surface de la terre et C. Différents types de distorsion géométrique dans une zone à fort relief lié au radar latéral. Schémas modifiés issus du site internet de l'ESA, consultable à l'adresse suivante : http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Courses/Radar_Course_II/

- la géométrie de surface, et plus précisément la rugosité qui influence fortement la quantité d'énergie rétrodiffusée. Par exemple, les surfaces lisses et horizontales, comme les eaux calmes ou les routes, réfléchissent presque toute l'énergie incidente dans la direction opposée du radar, et apparaissent donc foncées. La végétation provoque quant à elle la réflexion diffuse des hyperfréquences (Fig. 3.2.B) et apparaissent comme des zones claires (Fig. 3.3, dont les niveaux de gris ont été inversés).

La résolution de l'image obtenue est liée à la longueur de l'antenne radar : plus l'antenne radar est longue, meilleure est la résolution. Cependant, la mise en place dans l'espace, d'une antenne longue et fixe est problématique. Pour résoudre ce problème, les ingénieurs ont mis au point le radar à synthèse d'ouverture (SAR = *Synthetic Aperture Radar*). Il possède une antenne physiquement

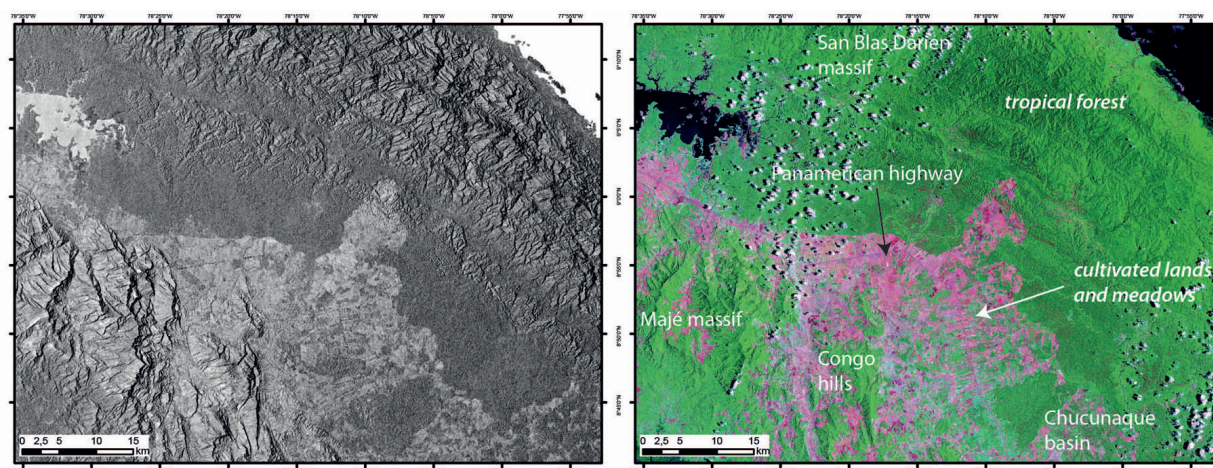


FIGURE 3.3 – Comparaison des pixels en amplitude d’une scène ERS2-SAR de zones cultivées et prairies par rapport à une végétation tropicale dense. A gauche, scène ERS2-SAR dont les niveaux de gris ont été inversés et à droite l’image Landsat composite. Notez l’influence importante des zones cultivées sur le signal des pixels.

plus courte, capable de simuler une antenne virtuelle de plus grande dimension. Cela donne un accroissement de la résolution effective des images, par des méthodes d’enregistrement de données et de traitement du signal spécifiques.

Toutefois, deux phénomènes liés aux radars latéraux limitent l’exploitation des données et sont à prendre en compte :

- le bruit de *speckle* (chatoiement) qui affecte le signal et rend difficile l’interprétation mais qui peut être contourné par un filtrage des données,
- les déformations géométriques caractéristiques du radar à antenne oblique, modifient l’échantillonnage au sol des zones de fort relief, mais sont contournées par l’acquisition d’une image ascendante et descendante (Fig. 3.2.C).

Les secondes données radar utilisées sont fournies par la mission SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Les données altimétriques qu’elle procure, ont été recueillies lors d’une mission de 10 jours en février 2000, par la navette aérospatiale Andeavour de la NASA, à une altitude de 233 km. La technique d’acquisition des données s’appuie sur la méthode de l’interférométrie radar. Une antenne principale est installée sur la navette et une seconde antenne est déployée à partir d’un bras de 60 m de long. La description de la méthode de l’interférométrie radar est développée sur le site de la NASA, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.

L’étude détaillée, que j’ai réalisée, se base ainsi sur l’utilisation principale de ces deux jeux de données :

- les données SRTM utilisant une longueur d’onde de 5.8 cm (bande C) pour construire un MNT d’une résolution de 3 secondes d’arc (approximativement 90 m à l’équateur) ;
- les données ERS2-SAR (European Remote Sensing) utilisant une fréquence de 5,3 GHz (bande C), une polarisation VV, et une résolution du pixel d’amplitude de 12.5x12.5 m pour une couverture géographique de 100x100 km. Ces images ne sont pas gratuites. Pour réduire les coûts, j’ai privilégié un jeu de scènes d’un même type d’orbite (descendante) pour couvrir la zone est Panama.

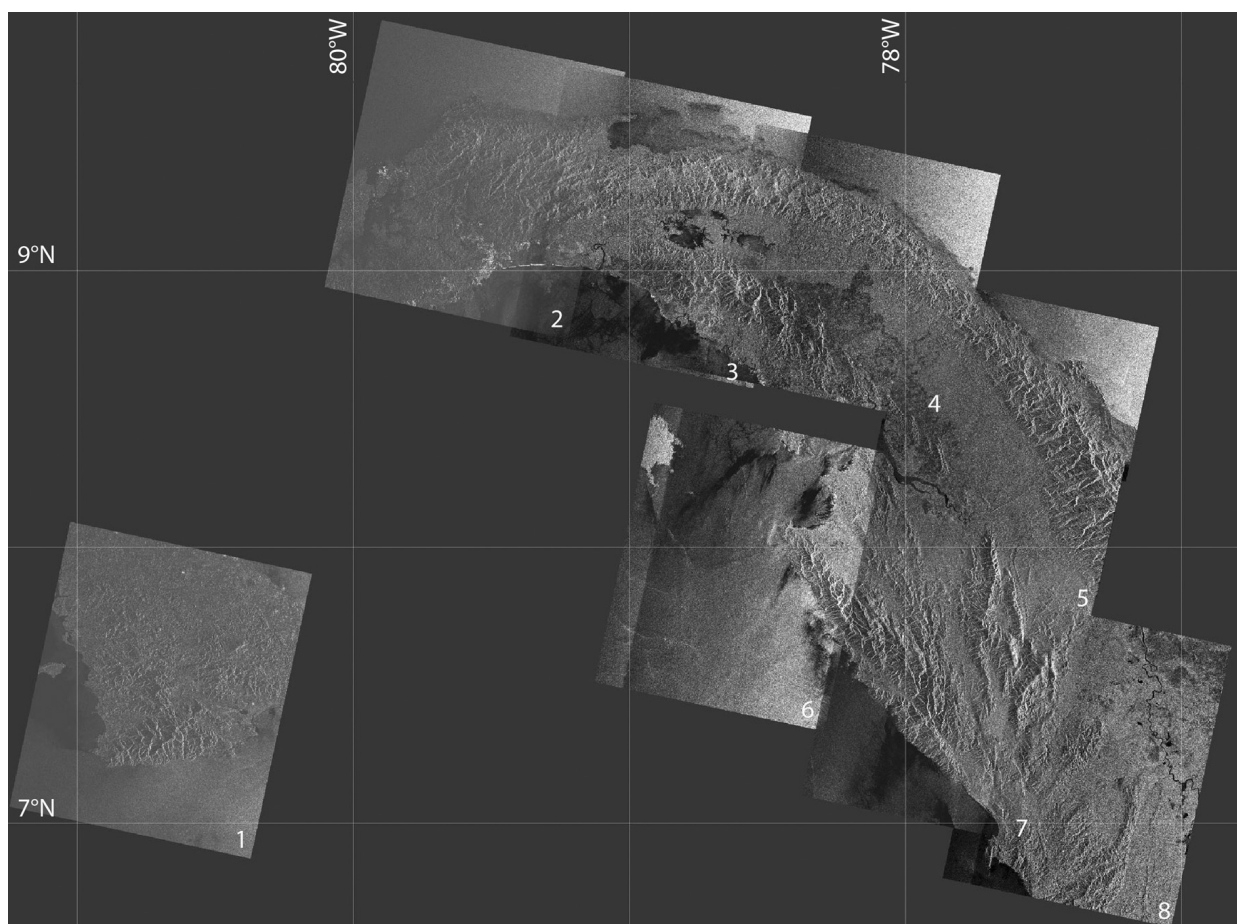


FIGURE 3.4 – Mosaïque des scènes ERS2-SAR brutes, acquises dans la région de Panama en orbite descendante.

Les caractéristiques de chaque scène sont décrites dans le tableau (Tab. 3.1). Les numéros de la figure 3.4 correspondent aux scènes ERS2-SAR. Des problèmes techniques inhérents au satellite (Meadows *et al.*, 2008) n'ont malheureusement pas permis d'imager le golfe de San Miguel et le golfe d'Uraba (Fig. 3.4).

Number	Orbit	Track	Date	Pass
1	43323	383	03-AUG-2003	Descending
2	73111	111	14-APR-2009	Descending
3	73340	340	30-APR-2009	Descending
4	67557	68	22-MAR-2008	Descending
5	57265	297	03-APR-2006	Descending
6	67557	68	22-MAR-2008	Descending
7	57265	297	03-APR-2006	Descending
8	68015	25	23-APR-2008	Descending

TABLE 3.1 – Caractéristiques succinctes des scènes ERS2-SAR utilisées.

Chaque scène est traitée séparément pour étudier l'amplitude du signal. La première étape optionnelle consiste à masquer la mer, pour que l'étape suivante soit plus rapide. Pour atténuer le bruit de *speckle*, j'ai appliqué un filtre avec le logiciel NEST DAT de l'ESA, "*Smooth and Blurr*" sur la scène brute. Il calcule une moyenne arithmétique 3 x 3 ou 4 x 4, selon le niveau de bruit de la scène et produit une nouvelle scène. Et enfin, pour le confort de l'interprétation, la gamme des gris est inversée pour que les surfaces visibles par le satellite soient plus claires que les surfaces non visibles dans les zones à haut relief.

3.2.4 Données géophysiques

J'ai eu accès à certains rapports de compagnies pétrolières ainsi qu'à des lignes de sismique réflexion tirées sur le prisme Nord-Panama (NPDB), acquises en juin 1975 par la compagnie Phillips Petroleum et le consortium AGIP S.P.A.

Pour compléter l'interprétation géologique, les données provenant des études antérieures menées dans la région ont été considérées.

3.3 Méthodologie d'interprétation des formations géologiques

Avant d'analyser les structures tectoniques pour définir un régime de déformation à grande échelle, il est indispensable d'extrapoler les données stratigraphiques existantes sur une plus large zone et de déterminer la nature entre chaque formation géologique. Cette extrapolation s'effectue à partir de l'analyse des images satellites et SRTM, sur la base des observations de terrain, en propageant les contacts interprétés à partir des régions bien "contraintes" sur le terrain.

En pratique, il est difficile, et même quasi-impossible de suivre des couches géologiques à travers une végétation dense et sous un sol de région à climat tropical humide : en effet, le signal ERS2-SAR ne traverse que partiellement la végétation. J'ai tenté alors de contourner le problème le mieux possible.

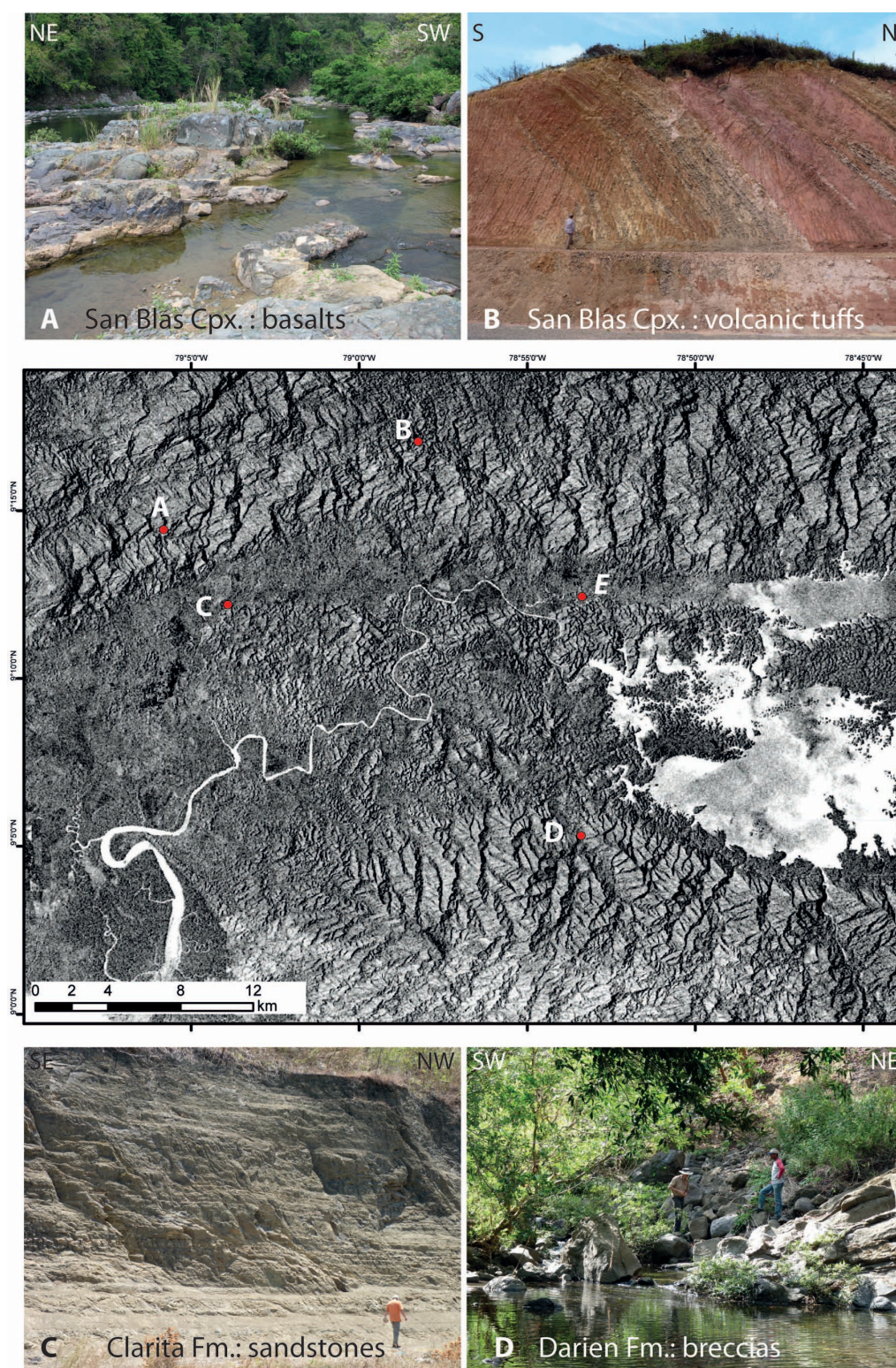


FIGURE 3.5 – Illustration des différentes roches en fonction de la texture visible sur l'image ERS2-SAR en couleur inversée. Roches volcaniques et volcano-clastique grossières : photographies A et D. Tufs volcaniques du massif de San Blas-Darien : photographie B. Sédiments calcaires et meubles : photographie E (voir chapitre stratigraphie affleurement de la Formation Porcona). Sédiments de la Formation Clarita : photographie C.

La constante diélectrique de la surface de rétrodiffusion influence le signal des images ERS2-SAR. Par conséquent, la végétation, la teneur en eau, la rugosité et la composition du sol influencent le signal récupéré par le satellite. Or, dans un milieu naturel, pour une couche géologique donnée, on sait que :

- un certain type de végétation peut se développer avec une teneur en eau spécifique ;
- la composition d'un sol est issue de l'altération de la roche mère dont la teneur en eau lui est propre.

En prenant l'exemple de la figure 3.5, on constate qu'entre la zone des basaltes, andésites, etc. (zone A) du complexe de San Blas et la zone des tufs volcaniques (zone B) de ce même complexe, la rugosité et le niveaux de gris de pixels sont significativement différents. En revanche, en comparant la zone A par rapport à la zone où affleure de la Formation Darien (zone D), composée de matériels volcanodétritiques grossiers, on constate peu de différence.

Les propriétés des formations rocheuses peuvent également intervenir, comme par exemple la résistance à l'altération de certains bancs. Ainsi, les grès de Formation Clarita (zone C) se révèlent être plus cohésifs et difficiles à éroder, tandis que les marnes calcaires de la Formation Porcona (zone E) sont peu cohésives et facilement érodées. Par ailleurs, les grès de la Formation Clarita dans le bassin de Chucunaque sont déformés et déterminent de petits reliefs, amplifiés par la distorsion des images radar. Cette caractéristique rend la formation plus facile à reconnaître. Il est ainsi possible de suivre certaines limites de bancs.

Pour résumer, on peut en pratique, parfois, reconnaître certaines formations grâce à de tels indicateurs indirects. Toutefois, lorsque l'extrapolation devient difficile, les interprétations des cartes géologiques existantes sont adoptées.

Les épisodes magmatiques ponctuent intensément la géologie du Panama et sont principalement observés aux niveaux des massifs de la région du bloc Chocó et dans la région du canal de Panama.

De tels épisodes se caractérisent soient par :

- des plutons comme ceux de Cerro Azul/Utivé-Mamoni et de Chuluganti dans le massif de San Blas. La cartographie des plutons est difficile à établir seulement en analysant les images radar, mais ces roches plutoniques sous un climat tropical humide ont une faible résistance à l'érosion. Ces ensembles lithologiques apparaissent ainsi sous la forme de dépressions topographiques ;
- des coulées de laves massives comme ceux de la Formation Pedro Miguel, et du Complexe de San-Blas dans le massif de San Blas-Darien ;
- des dykes andésitiques à dacitiques tardifs observés dans le massif de Majé (Fig. 3.6.A, .B et .C). A partir des observations de terrain, j'interprète tous les hauts reliefs de la région de Majé comme des roches provenant de cet événement volcanique. En effet, cet épisode étant récent, les roches sont faiblement érodées.

Grâce aux images radar, on repère des dômes circulaires "lisses" qui se détachent de la topographie générale. Quelques exemples de ces structures apparaissent sur la carte topographique SRTM du massif de Majé (Fig. 3.6), mais ces dernières structures sont présentes dans toute la région est du Panama, à proximité des failles. Je les interprète soit, comme le résultat d'un volcanisme secondaire lié à l'activité tectonique des failles environnantes, qui réactiverait d'anciennes chambres magmatiques, soit comme des ensembles volcaniques de signature adakitique empruntant préférentiellement les accidents tectoniques.

Je vais maintenant aborder la partie description des structures et déformations des roches et leur interprétation en terme de régime tectonique régionale.

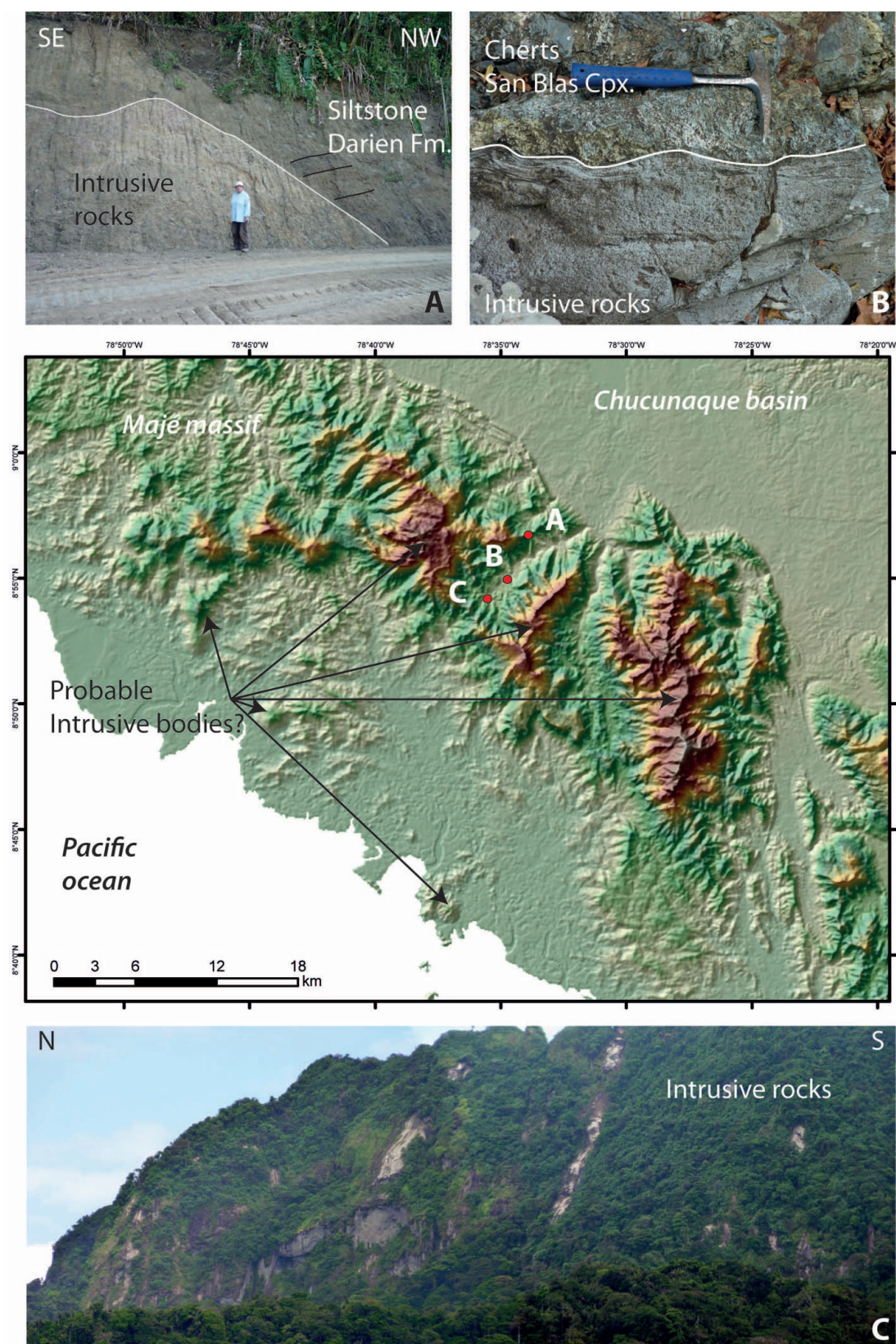


FIGURE 3.6 – Exemple de contacts intrusifs de type dykes dans le massif de Majé et son extrapolation. L'intrusif andésitique à dacitique de signature adakitique forme la plupart des hauts reliefs du massif.

3.4 Régime de déformations successif et structures associées

Les différentes missions de terrains m'ont permis de lever des coupes géologiques interprétatives (Fig. 3.8 et Fig. 3.9) à travers la région est Panama et d'en élaborer une carte géologique simplifiée (Fig. 3.7) à partir des données stratigraphiques et structurales, localisant les différentes coupes géologiques.

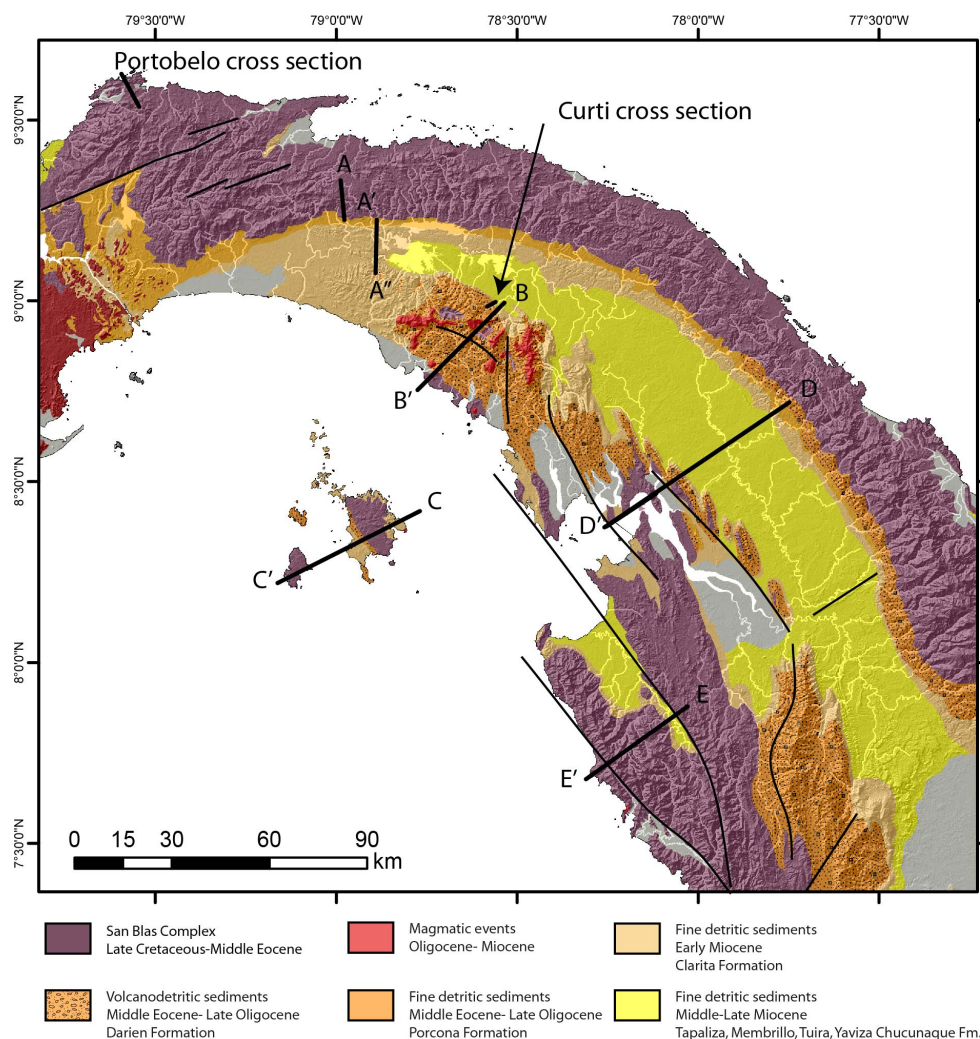


FIGURE 3.7 – Carte géologique simplifiée du bloc Chocó Panama et localisation des coupes géologiques analysées.

Ces coupes (Fig. 3.8 et Fig. 3.9) et la carte structurale (Fig. 3.10) illustrent les différentes phases de déformations subies par le bloc Chocó au cours du Cénozoïque. Pour une meilleure compréhension des coupes géologiques, je propose de les décrire en décomposant les différents régimes tectoniques successifs, des plus récents aux plus anciens.

3.4 Régime de déformations successif et structures associées

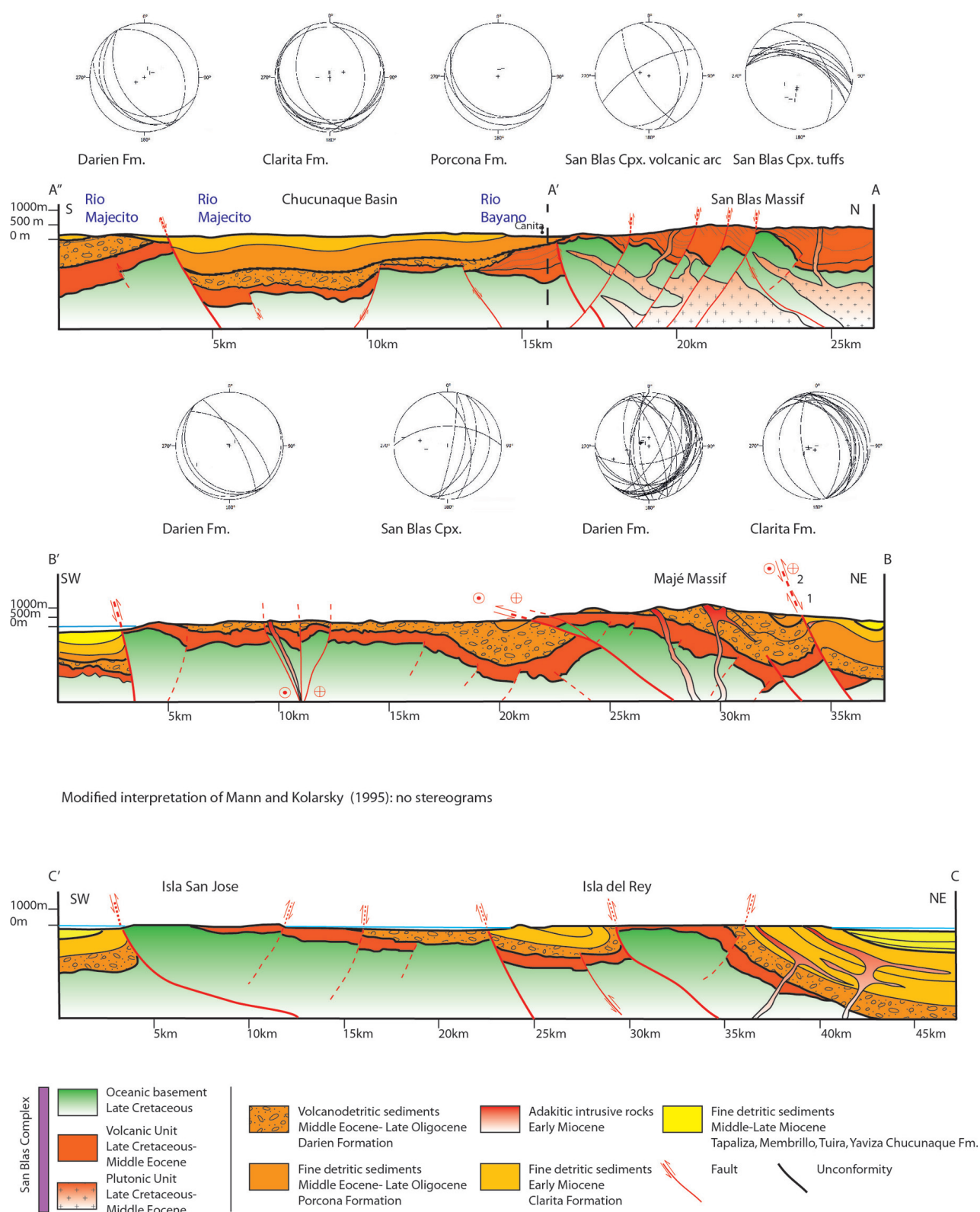


FIGURE 3.8 – Coupes géologiques interprétatives et stéréogrammes des pendages regroupés par zones et formations géologiques. AA'A'' : coupe N-S du massif de San Blas-Darien, du bassin de Chucunaque au massif de Majé. BB' : coupe NE-SW du massif de Majé. CC' : coupe NE-SW réinterprétée de l'archipel de Las Perlas, modifiée d'après Mann et Kolarsky (1995)

DÉFORMATIONS ET STRUCTURES DES BLOCS CHOCÓ ET CHOROTEGA

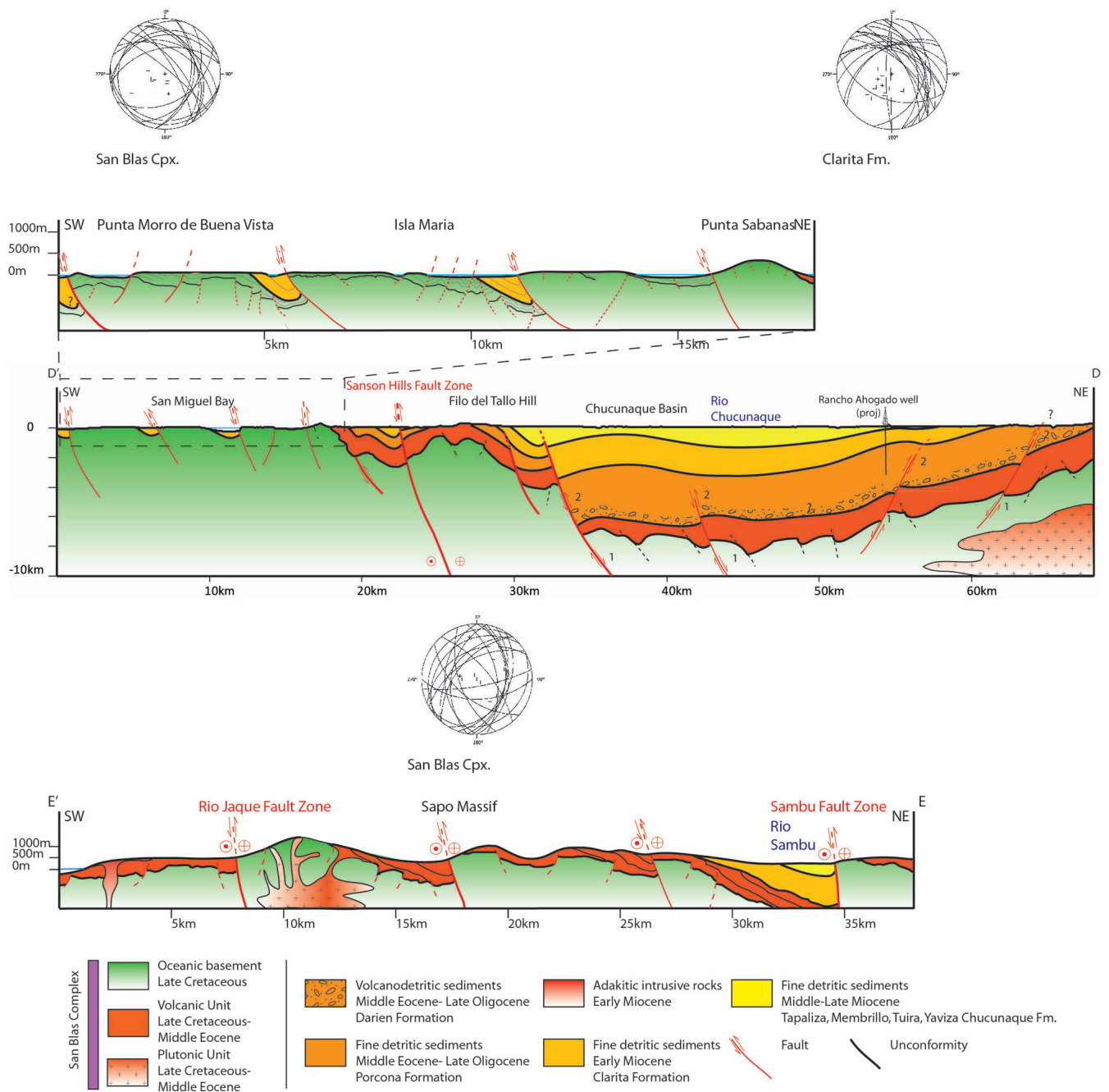


FIGURE 3.9 – Coupes géologiques interprétatives et stéréogrammes des pendages regroupés par zones et formations géologiques. DD' : coupe NE-SW à travers le bassin de Chucunaque, les collines de Sanson, et le golfe de San Miguel. Pendages et structures à l'Est du bassin de Chucunaque selon Shelton (1952). EE' : coupe NE-SW à travers le massif de Bagré, le bassin de Sambu et le massif de Sapo.

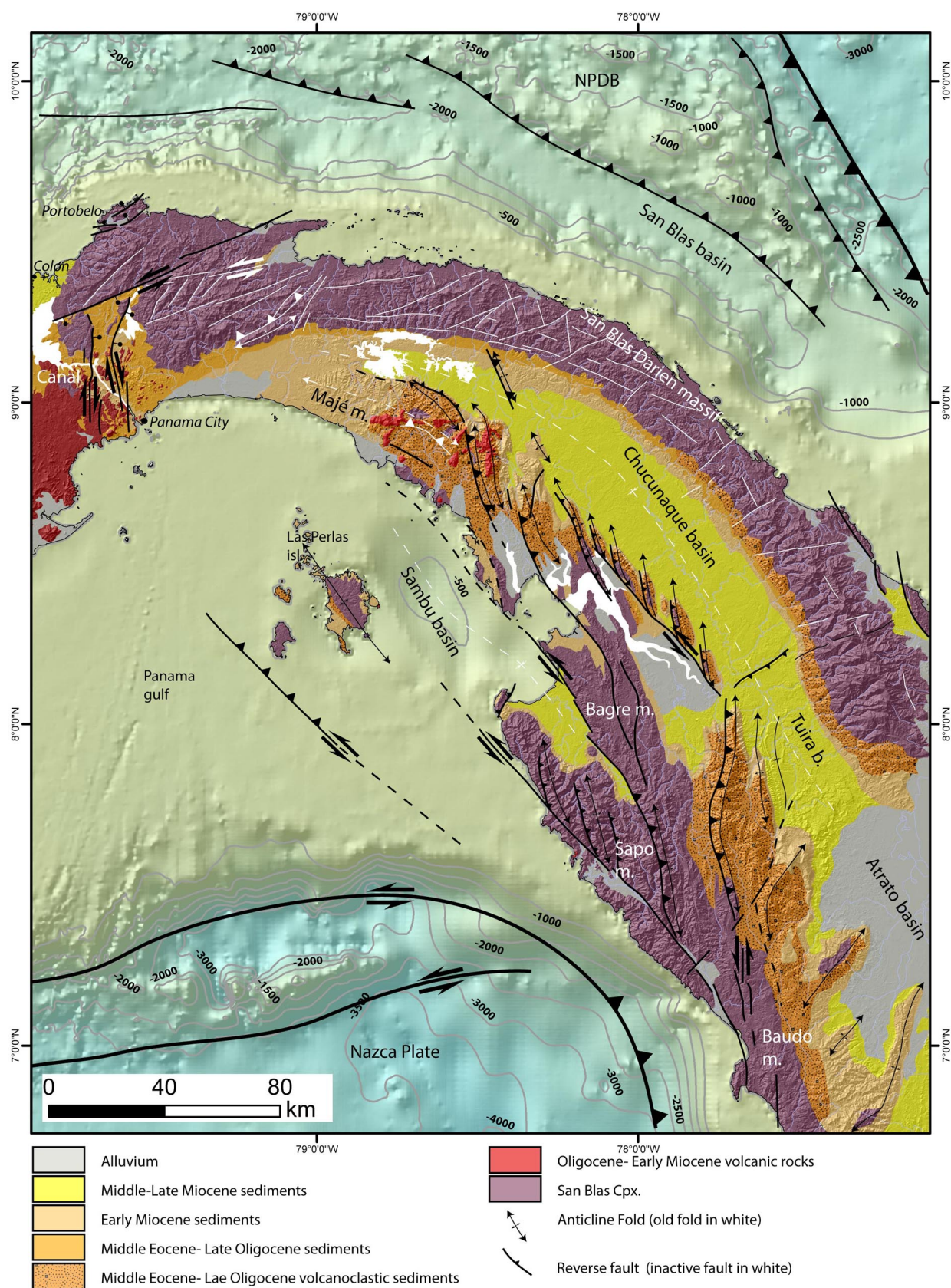


FIGURE 3.10 – Carte structurale simplifiée du bloc Chocó Panama. Les déformations actives et récentes sont représentées de couleur noire tandis que les déformations considérées comme anciennes sont de couleur blanche.

3.4.1 Déformations extensives le long de la marge nord du bloc Chocó

Dans la région de Portobelo, affleurent les roches du complexe de San Blas, et plus particulièrement les roches du proto-arc, qui constituent la Formation Ocù, traversée par des dykes de l'arc volcanique. Des alluvions quaternaires dans les zones en dépression reposent en discordance sur ces formations dans les zones en dépression.

La morphologie des reliefs émoussés (Fig. 3.11), liés à la forte altération des zones tropicales, laisse entrevoir une géométrie de blocs basculés, sous la forme de horst et graben (Fig. 3.27). Ces reliefs sont bordés par des failles normales dont la direction de pendage varie entre le NO et le N (Fig. 3.11.B), dans la région située entre le Cerro Almirante et la Loma La Cruz. A proximité de Puerto Lindo, des failles normales interprétées à partir des images spatiales, montrent un pendage apparent vers le S et le SE.

Les sédiments, de nature tuffitique, sont fortement plissés en aval de ces failles normales (Fig. 3.11.A et B). La figure 3.11.A illustre un niveau de décollement entre les tuffites et les calcaires silicifiés, se manifestant par une structure de pli de rampe qui se propage vers le nord. De tels décollements dans les niveaux sédimentaires se font au niveau des interfaces lithologiques comme des contacts tuffites/calcaires ou peut encore tuffites/brèches volcaniques. En direction du sud, lorsque l'on se rapproche de la faille normale majeure, les déformations deviennent plus intenses et des structures de type slump se développent (Fig. 3.11.B).

La déformation de la Formation Ocù, interprétée comme le résultat de phénomènes de déstabilisation sur des pentes qui se seraient alors formées à la suite du jeu des failles normales dans un contexte extensif. Dans le cadre d'une telle interprétation, ces déformations sont superficielles et ne concernent que la couverture sédimentaire.

Cependant les roches affleurant dans la zone de Portobelo sont d'âge campanien supérieur, c'est-à-dire relativement anciennes pour la région. De plus, les niveaux sédimentaires originalement calcaires admettent des niveaux silicifiés ce qui laissent penser à un processus de diagénèse par enfouissement sous plusieurs milliers de mètres de couverture sédimentaire. Comment expliquer alors leur actuel affleurement en haut de marge ? Il est difficile d'imaginer que de simples glissements de terrain superficiels suffisent à faire remonter ces niveaux enfouis. Je pose donc l'hypothèse que différentes phases de déformations ont été nécessaire pour permettre la surrection des séries mésozoïques. Les dernières déformations résulteraient d'un phénomène extensif à grande échelle. Comme la région se situe sur une marge océanique, on peut supposer qu'une telle extension découle de l'effondrement gravitaire de l'arc volcanique.

En observant le long de la marge nord de l'arc volcanique du bloc Chocó, on constate que de telles déformations sont présentes dans les zones sous marines adjacentes. La ligne PAN 12 (Fig.3.12) illustre un glissement gravitaire d'âge tertiaire. En amont, plusieurs failles normales dont l'enracinement est probablement profond provoquent une déstabilisation de pentes : il se forme alors des failles normales secondaires le long d'un décollement sub-horizontale concave qui se termine en aval par un chevauchement du matériel "glissant" sur des couches sédimentaires plus stables. Ce genre de glissement est appelé dans la littérature *rotational landslide* (Clague et Douglas, 2012).

Ce glissement semble être provoqué par le jeu de failles normales majeures. Ces failles normales indiquent l'existence d'une phase d'extension à l'origine de la formation du bassin de San Blas à la bordure de l'arc volcanique au nord. Toutefois, certaines de ces failles normales sont scellées par des sédiments néogènes tandis que d'autres sont réactivées par deux systèmes de failles décrochantes compressives qui déterminent deux structures en fleurs positives (Fig.3.12). Le flanc sud de la

première fleur positive au nord déforme les sédiments les plus récents créant une géométrie de *box fold* et de *pop up* (Fig.3.12). Le deuxième système décrochant se situe au niveau de la marge et réactive d'anciennes failles normales, créant de nouvelles failles compressives superficielles.

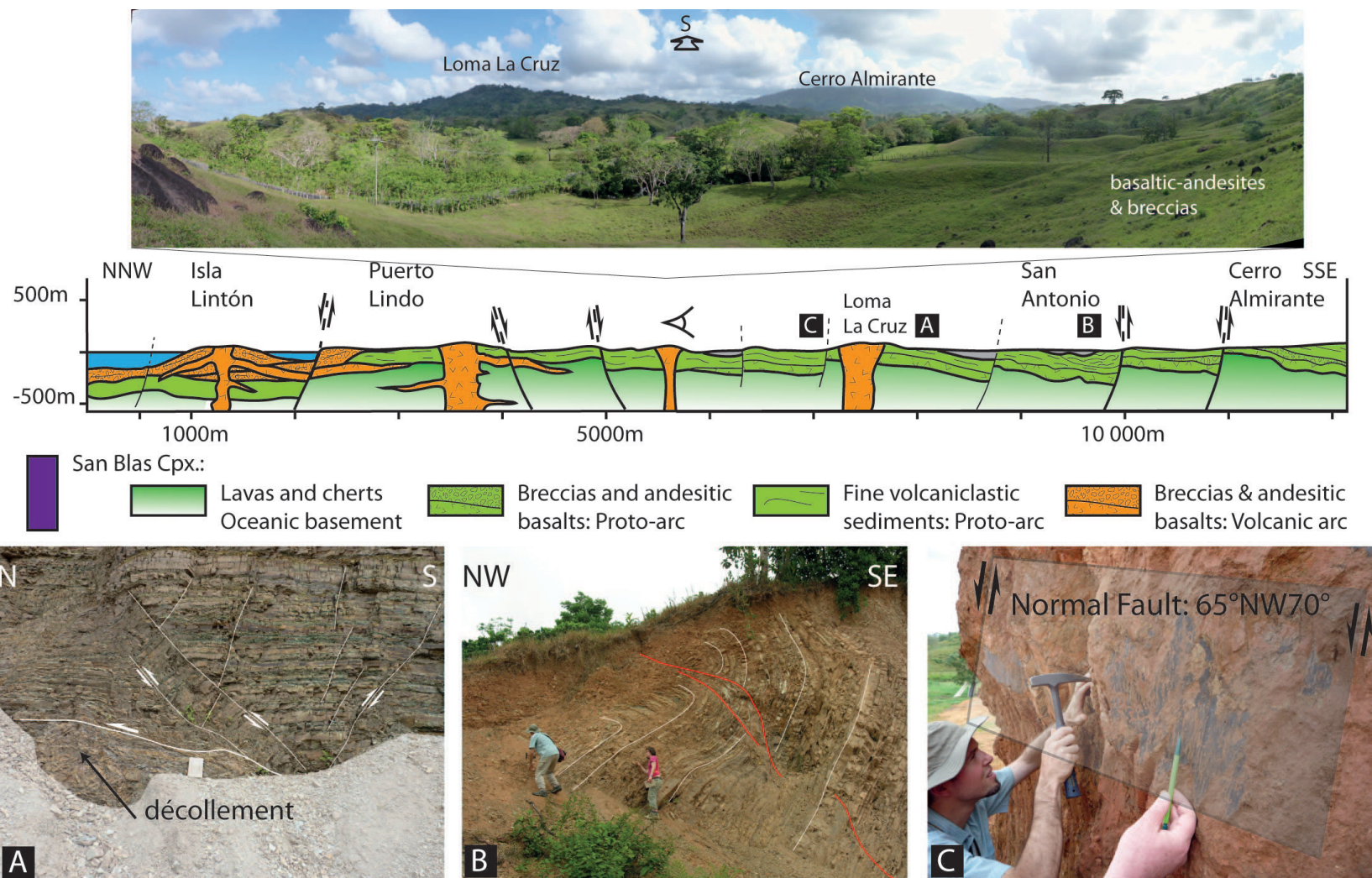


FIGURE 3.11 – Coupe géologique interprétative de la région de Portobelo illustrant le jeu des failles normales liées à l'effondrement gravitaire de l'arc volcanique. Une vue panoramique vers le sud permet d'observer la morphologie constituée de blocs basculés. Les tuffites du Campanien supérieur de la Formation Ocù sont plissées (A). Des *slumps* (B) sont à proximité des failles normales (C). Ces tuffites reposent sur des brèches andésitiques du proto-arc.

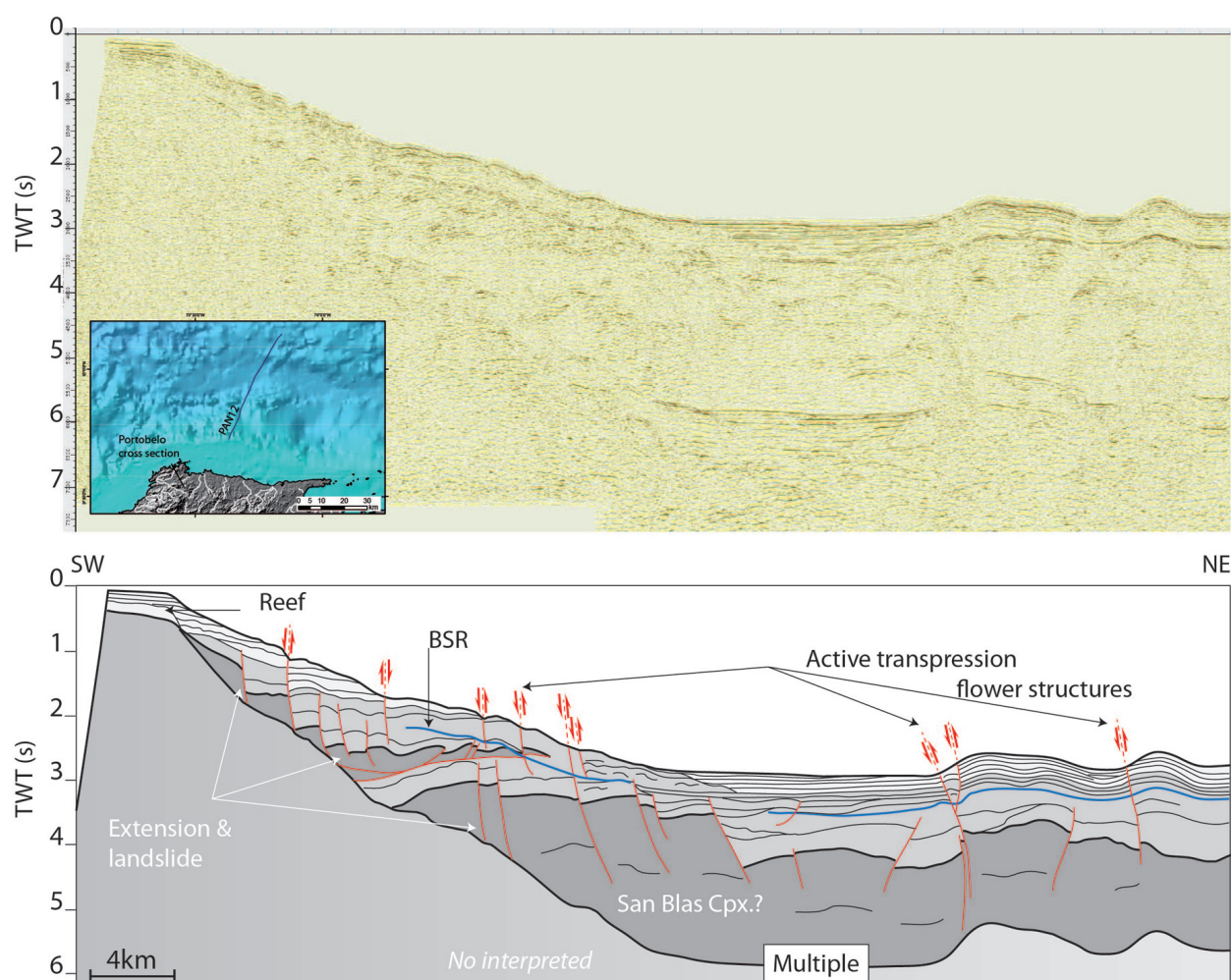


FIGURE 3.12 – Ligne sismique PAN-12 montrant des glissements de pentes le long de la marge nord de l'arc volcanique. Des failles normales témoignent d'une phase d'extension liée soit au *collapse* de l'arc soit une extension arrière arc. Ces failles normales sont ensuite reprises en transpression, processus encore actif actuellement.

Ces failles décrochantes pourraient également être à l'origine de glissements gravitaires le long de la marge.

Dans un premier temps, par l'étude *onshore*, je constate un ensemble de failles normales le long de la marge nord de l'arc volcanique du bloc Chocó. Dans un second temps, par l'étude *offshore*, j'observe également une phase d'extension ancienne reprise par des systèmes de failles décrochantes compressives. Une incertitude reste sur l'origine de l'extension à terre dans la région de Portobelo, est-ce le résultat d'un effondrement gravitaire actif de l'arc volcanique ou d'un système décrochant en fleur positive dans cette région ou encore d'une compétition entre ces deux déformations (Fig. 3.13) ?

En terme d'âge, les failles normales formant le bassin de San Blas sont plus anciennes que les failles transpressives actives dans la partie *offshore*. La présence d'alluvions quaternaires au pied des escarpements de failles normales dans la péninsule de Portobelo indique que ces déformations sont encore actives.

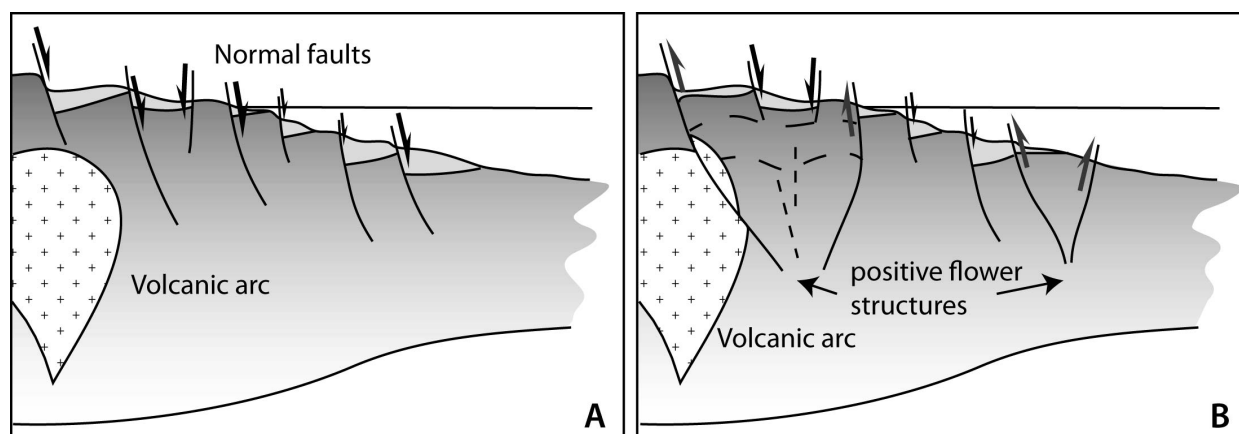


FIGURE 3.13 – Schémas simplifiés d’une marge d’arc volcanique soumise à un effondrement gravitaire (A) et à un effondrement gravitaire avec le passage de failles décrochantes (B).

3.4.2 Déformations transpressives récentes dans le bloc Chocó au Panama

Dans la région du Darien, la déformation se répartit (Fig. 3.16 et Fig. 3.10) entre :

- les collines de Congo au nord (extension est du massif de Majé) ;
- les collines de Sanson et le massif de Pirre à l’est ;
- la frontière de plaque entre la plaque Nazca et le bloc Chocó (plaque Caraïbe) à l’ouest ;
- le massif de Baudo en Colombie, extension du massif de Sapo et Bagre au Panama, au sud.

J’observe également une zone allongée de soulèvement général proche de la frontière Panama/Colombie (Fig. 3.16). Cette zone, d’orientation globale N50°E, est associée à la faille de Pirre dans le bassin de Chucunaque et à quelques segments de failles décrochantes dextres d’orientation N40°E, à la frontière Panama/Colombie. Elle coïncide avec une zone active en transpression dextre qui sera détaillée dans le chapitre 5.

En bordure de côte pacifique colombienne se trouve une zone de failles d’orientation générale N170°E, que l’on appelle zone de failles de Los Saltos : elle est sub-parallèle au front de subduction de la plaque Nazca face à ce secteur. Ces failles à caractère décrochant sénestre déterminent : - des structures en *pull apart* au niveau des relais entre segments (Fig. 3.16.A et .B), - ainsi qu’à l’est de la zone de failles, des plis en échelon, dont les axes oscillent entre N°20E et N°40E (Fig. 3.16.C).

Vers le nord, cette zone de failles se dissocie en trois principaux segments de failles bien distincts : la faille du Rio Jaque (Fig. 3.14), la faille de Sambu, et la faille de Rio Balsas (Fig. 3.16.B). Ces trois segments de failles courent respectivement au pied de trois massifs : le massif de Sapo (Fig. 3.14), le massif de Bagre et le massif de Pirre (Fig. 3.16).

Le massif de Sapo montre une structure de plis anticlinaux en échelon dont les axes oscillent entre N160°E et N170°E, affectant le Complexe de San Blas (Fig. 3.9 coupe EE’).



FIGURE 3.14 – A. Panorama de la côte pacifique montrant la faille de Jaque au pied du massif de Sapo. B. La faille se propage en mer, pouvant créer des surrections récentes de la côte.

La topographie du massif de Bagre est beaucoup plus émoussée, ce qui s'explique probablement par une activité moins importante sur la faille de Sambu par rapport aux deux autres failles (Fig. 3.9 coupe EE').

Le massif de Pirre constitue à lui seul une antiforme courbée d'environ 80 km de long, d'axe N15°E dans la partie centrale et N160°E-170°E à ses terminaisons périantoclinales.

Plus au Nord, la faille de Rio Balsas semble se connecter à la faille de Sanson Hills d'orientation N135°E : cette dernière est une faille décrochante sénestre avec de nombreux plis déjetés en échelon affectant toutes les séries néogènes du bassin de Chucunaque (Fig. 3.9 coupe DD').

Le massif de Congo, composé essentiellement de sédiments néogènes, est déformé par des plis dont les axes sont compris entre N130°E et N170°E. Ces plis du massif de Congo viennent buter contre le massif de Majé, qui constitue ainsi un butoir tectonique, en raison de la différence de rhéologie entre les deux massifs.

Dans le massif de Majé, les déformations qui impliquent les roches du Complexe de San Blas, sont beaucoup plus diffuses. A proximité de la côte pacifique, des linéaments ont été observés et peuvent être interprétés comme des segments d'une faille décrochante sénestre, mais cette interprétation mériterait des contraintes supplémentaires (données structurales et observations géologiques)



FIGURE 3.15 – Photographies de cataclasites le long de la faille de Sambu, dans la Rivière Sambu, au niveau d'un rapide.

(Fig. 3.8 coupe BB').

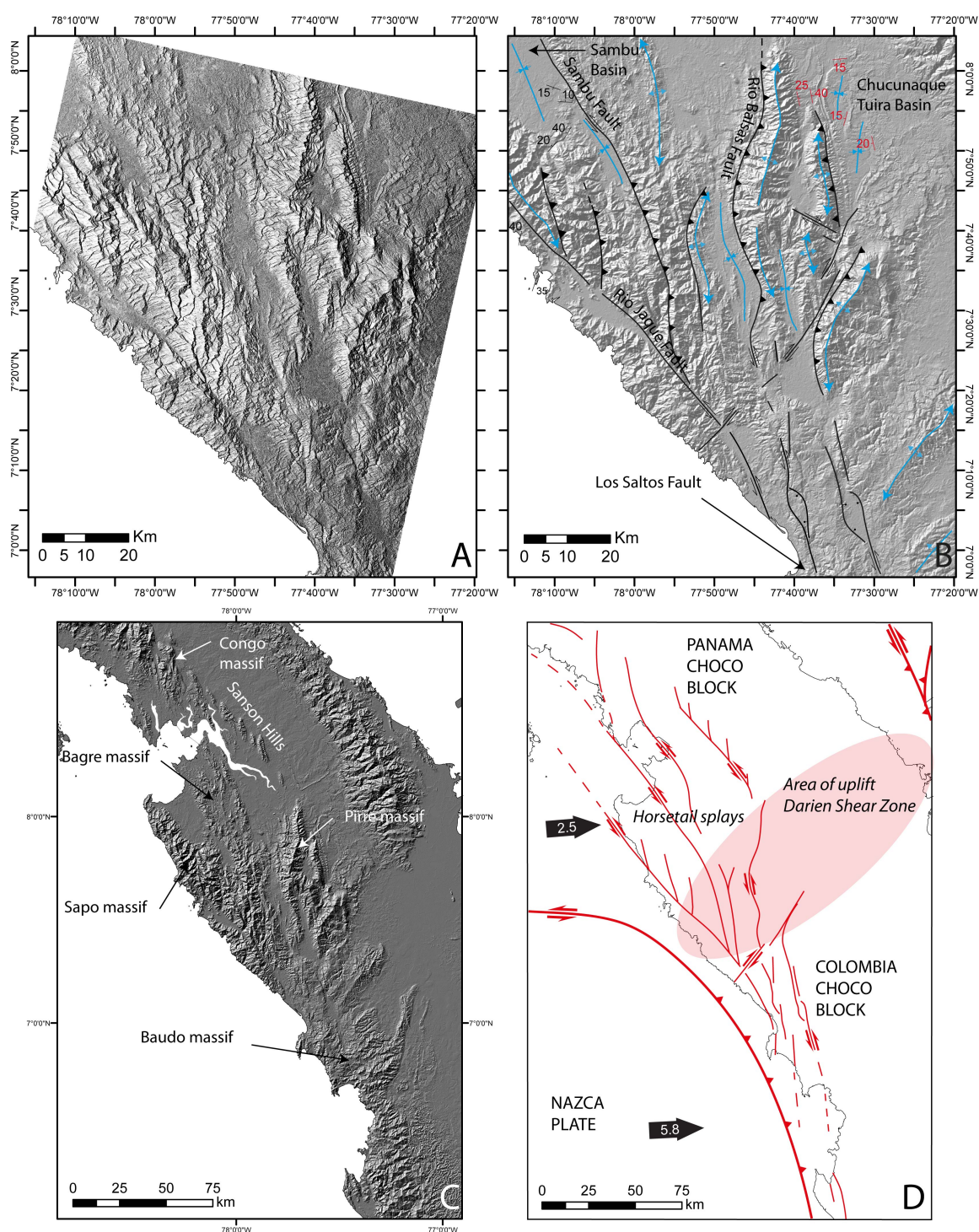


FIGURE 3.16 – Déformations transpressives dans la province de Darien. A : Image ERS2-SAR de Jaque-Darien B : Interprétation morpho-structurale de la région. C : Image SRTM de la frontière Panama-Colombie. D : Interprétation morpho-structurale des décrochements sénestres en contexte de transpression. On observe une terminaison en queue de cheval d'une faille sub-parallèle au front de subduction. Les flèches indiquent le déplacement en cm/an des plaques et blocs selon Trenkamp *et al.* (2002), avec comme référentiel la plaque Amérique du Sud.

L'existence de sources chaudes au pied des collines de Sanson montre que des fluides circulent le long de ces failles, entraînant la formation de travertins (Fig.3.17). Il s'agit d'un indice d'une activité récente de ces failles. Mais un marqueur plus fiable est sans nul doute la sismicité.

L'activité sismique de la région le long de ces grands décrochements montre que les déformations sont actives (voire chapitre 2). La région est soumise à de nombreux séismes de faibles magnitudes, trop faibles pour être documentés dans les catalogues de l'USGS et d'Harvard mais étudiés par l'*Instituto de Geociencias de la Universidad de Panama* (<http://www.geocienciaspanama.org/>).



FIGURE 3.17 – Photographies de la source chaude (A) au pied d'une colline de Sanson avec formation d'un travertin (B).

Le régime transpressif est donc aisément caractérisable sur le terrain car il forme la plupart des structures topographiques. Les failles actives responsables de la sismicité enregistrée sont caractérisées par des linéaments que l'on peut observer sur les images spatiales SRTM et ERS2-SAR. Les structures plissées, anticlinaux et synclinaux, qui déforment la couverture sédimentaire de l'Eocène moyen au Miocène supérieur ont pu être identifiées grâce à leur topographie typique d'un régime transpressif, tant par le suivi des couches sédimentaires sur les images spatiales que par de nombreuses observations de terrain.

Par ailleurs, la zone de failles de Los Saltos se termine au sud en "queue de cheval", avec des failles décrochantes sénestres alternant avec des structures compressives. Cette terminaison s'effectue au niveau de la courbure de la frontière de plaques, zone où le front de subduction d'orientation N170° passe progressivement à une zone décrochante sénestre est-ouest (Fig. 3.16. D).

Selon cette interprétation, la zone de failles de Los Saltos accommode donc la courbure de la frontière de plaques entre le bloc Chocó Panama (appartenant à la plaque Caraïbe) et la plaque Nazca. De plus, selon les vecteurs GPS (Trenkamp *et al.*, 2002), le bloc Chocó Panama se déplace dans la même direction que la plaque Nazca, d'ouest en est à une vitesse plus faible : 2.5 cm/an pour le bloc Chocó et 5.8 cm/an pour la plaque Nazca. Les trois failles, Rio Jaque, Sambu et Rio Balsas vont donc absorber une partie du mouvement du bloc Chocó Panama dans un contexte de transpression.

3.4.3 Déformations compressives du Miocène moyen-supérieur

Des déformations compressives affectent une grande partie des dépôts sédimentaires de la région pacifique du bloc Chocó.

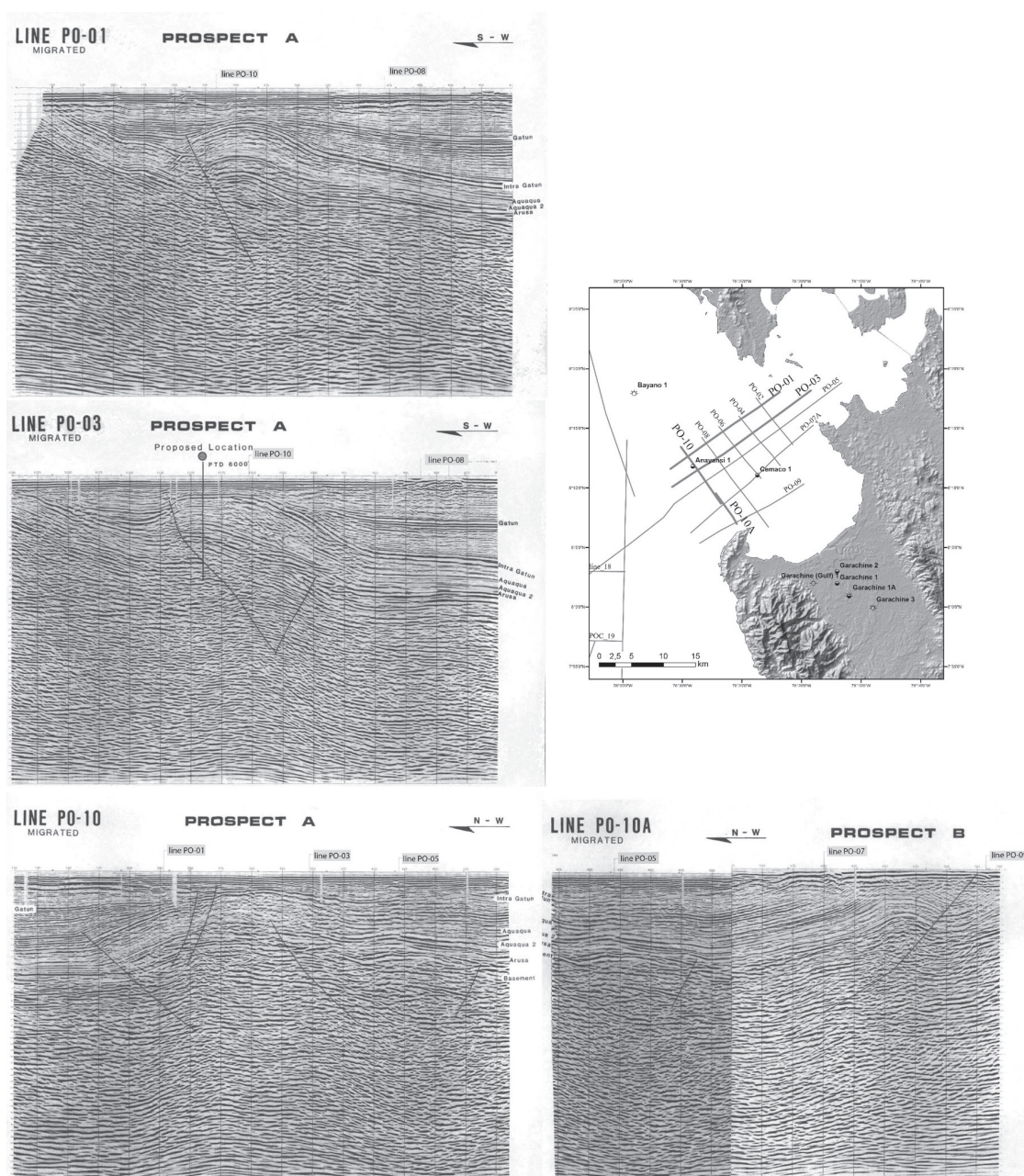


FIGURE 3.18 – Extraits de ligne sismique réflexion migrée dans le bassin de Sambu, tirés du rapport Oxoco et Aracca (1983) : PO-01, PO-03, PO-10 et PO-10A.

Dans un premier temps, les lignes de sismique réflexion extraites du rapport d'Oxoco et Aracca (1983), donnent l'occasion d'apprécier les déformations et structures associées en profondeur (Fig. 3.18 et Fig. 3.19). Les réflecteurs ont été corrélés en âge, grâce aux données des puits existants, et

réinterprétés en fonction des noms actuels des différentes Formations.

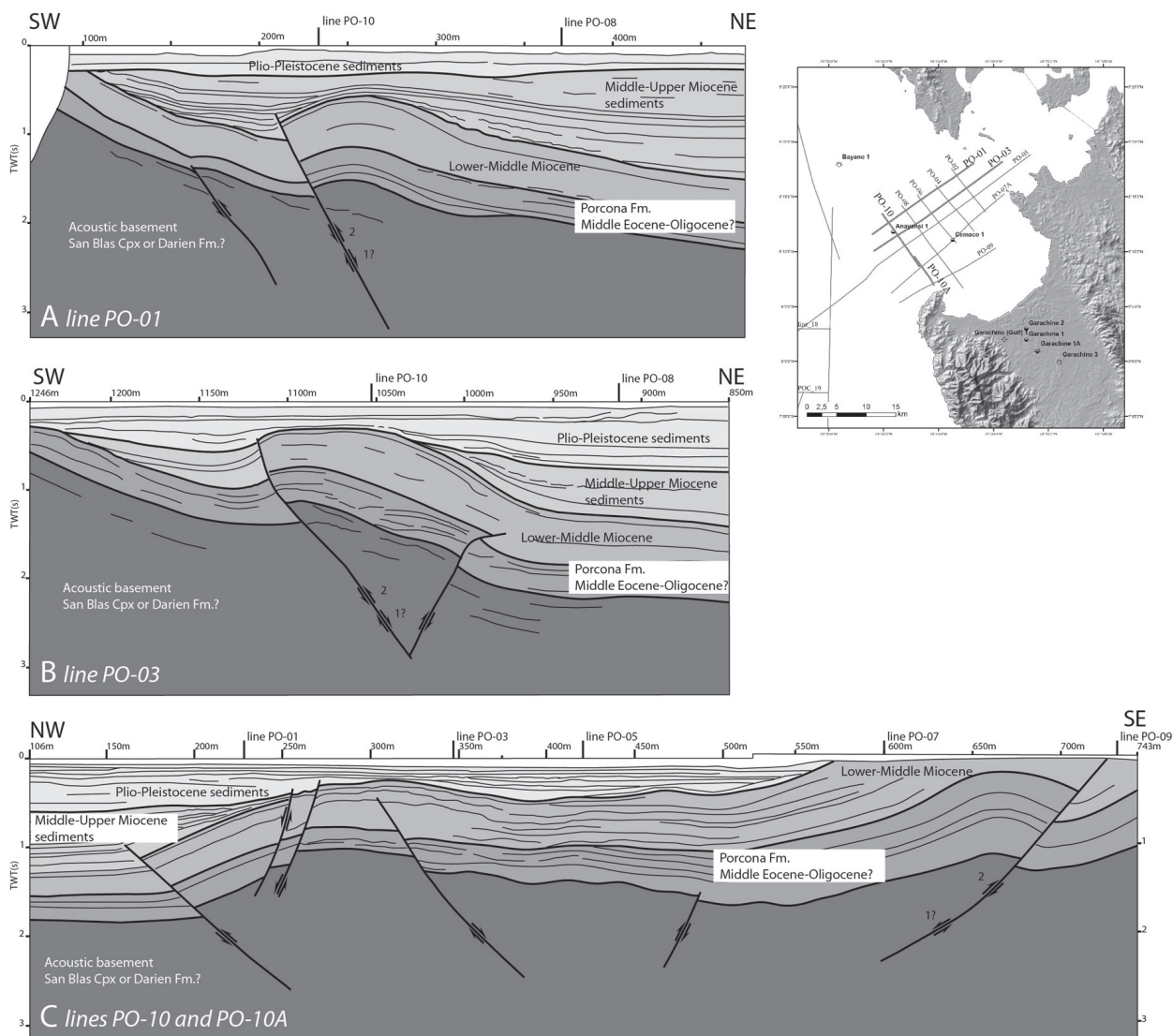


FIGURE 3.19 – Extraits de lignes sismiques migrées du bassin de Sambu, tirés du rapport Oxoco et Aracca (1983), réinterprétés selon les Formations géologiques actuelles. L'épaississement sédimentaire à proximité des failles chevauchantes peut être interprété soit par un régime extensif qui aurait régné jusqu'au Miocène moyen, soit par la formation de plateformes carbonatées en crête des plis anticlinaux.

Ces extraits montrent :

- un socle acoustique volcanique et volcanoclastique, attribué au Complexe de San Blas et/ou à la Formation Darien. L'âge de ce socle doit être au plus vieux de l'Eocène moyen ;
- des dépôts sédimentaires peu épais, attribués à la Formation Porcona, d'âge Oligocène ou Éocène moyen terminal ;
- une série sédimentaire attribuée aux Formations Clarita et Tapaliza, du Miocène inférieur à moyen ;

- une couverture sédimentaire correspondant aux Formations Tuira et Chucunaque, dont les apports proviennent de la marge panaméenne, d'âge Miocène moyen à supérieur ;
- des sédiments plio-pléistocène.

Les dernières déformations montrent des failles inverses, produisant des anticlinaux déjetés à vergence sud-ouest, parfois également sud-est. La déformation compressive est datée par les dépôts sédimentaires syn-déformation du Miocène moyen-supérieur, et est ensuite scellée par les derniers dépôts du Plio-Pléistocène (ligne PO-01, Fig. 3.19). Le toit de la structure anticlinale est émergé et érodé au Pliocène, puis immergé au Plio-Pléistocène (ligne PO-03, et lignes PO-10 et PO-10A, Fig. 3.19).

L'épaisseur de la série sédimentaire du Miocène inférieur-moyen est plus importante à proximité des failles. Cette différence d'épaisseur est interprétée de deux manières soit 1) par la croissance d'une plateforme carbonatée dans un milieu peu profond, ou 2) par le jeu de failles normales oligo-miocènes réactivées au cours du Miocène moyen. La deuxième interprétation est préférée car plus cohérente avec l'histoire de la formation du bassin de Sambu.

Ainsi, je démontre que la déformation compressive se produit au cours du Miocène moyen jusqu'au Miocène supérieur.

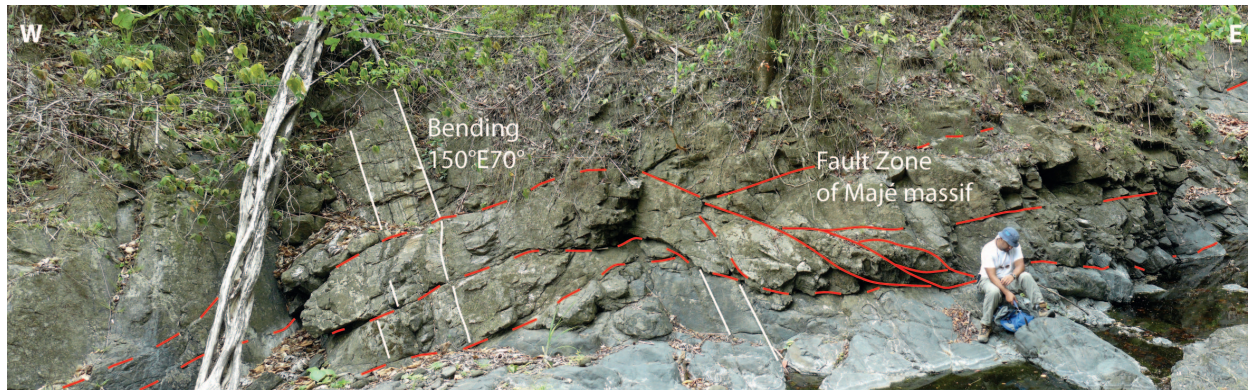


FIGURE 3.20 – Chevauchement du Complexe de San Blas, en plat et rampe, ici photographie du plat.

Sur la coupe BB' (Fig. 3.8), dans le massif de Majé en bordure du bassin de Chucunaque, la même géométrie de plis déjetés à vergence sud-ouest s'observe au niveau d'une ancienne faille normale réactivée. Un peu plus à l'ouest, le chevauchement du Complexe de San Blas en plat et rampe (Fig.3.20), engendre une structure antiforme intrudée par le dernier épisode magmatique du Miocène inférieur (Fig. 3.7).

La synforme du bassin de Chucunaque- Tuira est également reprise en compression, ce qui provoque une ondulation de grande amplitude de la couverture sédimentaire (Fig. 3.8, coupes AA'A'' et BB', et Fig. 3.9 coupe DD').

Dans le golfe de San Miguel (Fig.3.9, zoom de la coupe DD'), les déformations compressives identifiées sont assez peu contraintes en âge : il est difficile de définir s'il s'agit des déformations transpressives actives ou de déformations compressives du Miocène moyen-supérieur.

La coupe réinterprétée issue de Mann et Kolarsky (1995) de la structure de l'archipel de Las Perlas présente le même plissement à vergence sud-ouest (Fig. 3.8, coupe CC') que j'attribue à la phase compressive du Miocène moyen-supérieur.

En résumé, des déformations compressives apparaissent au cours du Miocène moyen-supérieur :

elles se manifestent par des plis déjetés à vergence sud-ouest (dans leur géométrie actuelle), dans l'est du Panama. Ces déformations compressives peuvent être interprétées comme la toute première expression du régime des déformations qui se poursuit à l'Actuel sous la forme de décrochements sénestres compressifs dans des zones de faiblesse bien localisées, telles que la zone des failles du Rio Jaque, de Sambu, de Rio Balsas et des Sanson Hills. Par ailleurs, les failles inverses résultant de la phase de compression, réactivent d'anciennes failles normales à l'origine des bassins sédimentaires de Chucunaque-Tuira et de Sambu.

3.4.4 Transtension et formation des bassins

L'analyse des déformations les plus récentes (du Miocène moyen-supérieur) fait ressortir la présence de déformations plus anciennes associées à des failles normales. J'explique maintenant la géométrie des structures extensives pour contraindre leur évolution dans le temps et dans l'espace.

3.4.4.1 De la péninsule d'Azuero au golfe de Panama

La péninsule d'Azuero, située dans le bloc Chorotega, est connue pour les décrochements sénestres actifs de l'ASFZ, *Azuero-Sona Fault Zone*, et de la JFZ, *Joaquin Fault Zone* (Fig. 3.21). Ces failles pourraient être à l'origine du bassin de Tonosi mais les données biostratigraphiques indiquent un âge pour la Formation Tonosi de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (Kolarsky *et al.*, 1995b). Corral *et al.* (2013) proposent la formation du bassin Tonosi en contexte d'avant-arc bordé plus au nord par la faille de JFZ en transpression dextre au cours du Crétacé supérieur-Paléogène. Ces failles ont donc une histoire beaucoup plus ancienne.

Néanmoins, ce qui m'intéresse plus particulièrement dans la péninsule d'Azuero, ce sont ces longs linéaments d'orientation moyenne N150° (Fig. 3.21). Au vu du relief engendré par ces linéaments, je les interprète comme des failles et fractures disloquant la péninsule.

Ces failles et fractures sont également observées grâce aux anomalies magnétiques étudiées par Santamaria Vallejos (2008). Ces failles, à caractère décrochant sénestre, par exemple celles qui sont notées AFZ et PFZ sur la figure 3.22.A, décalent de plusieurs kilomètres des zones d'anomalies positives dans le golfe de Panama, et se prolongent dans la péninsule d'Azuero. Les failles de ce type les plus occidentales sont à peine visibles, tandis que les failles, les plus occidentales, dans le golfe de Panama accommodent de fortes déformations. Cela dénote une atténuation des déformations vers l'ouest, et donc une concentration des déformations dans le golfe de Panama.

De plus, en regardant plus attentivement l'extrait de la ligne POC-19, ligne est-ouest de sismique réflexion publiée par Mann et Kolarsky (1995) (Fig. 3.22.B et .C), on constate que la composante décrochante est associée à des mouvements normaux. Ces failles normales affectent les sédiments d'âge Éocène moyen jusqu'au Pliocène voire Pléistocène. La discordance entre les sédiments de l'Eocène moyen et ceux du Plio-Pléistocène montre un soulèvement/émergence des blocs et une érosion de la surface jusqu'au Pliocène, suivi par une sédimentation induisant une subsidence jusqu'à l'Actuel. Le régime extensif se termine au Pliocène voire Pléistocène.

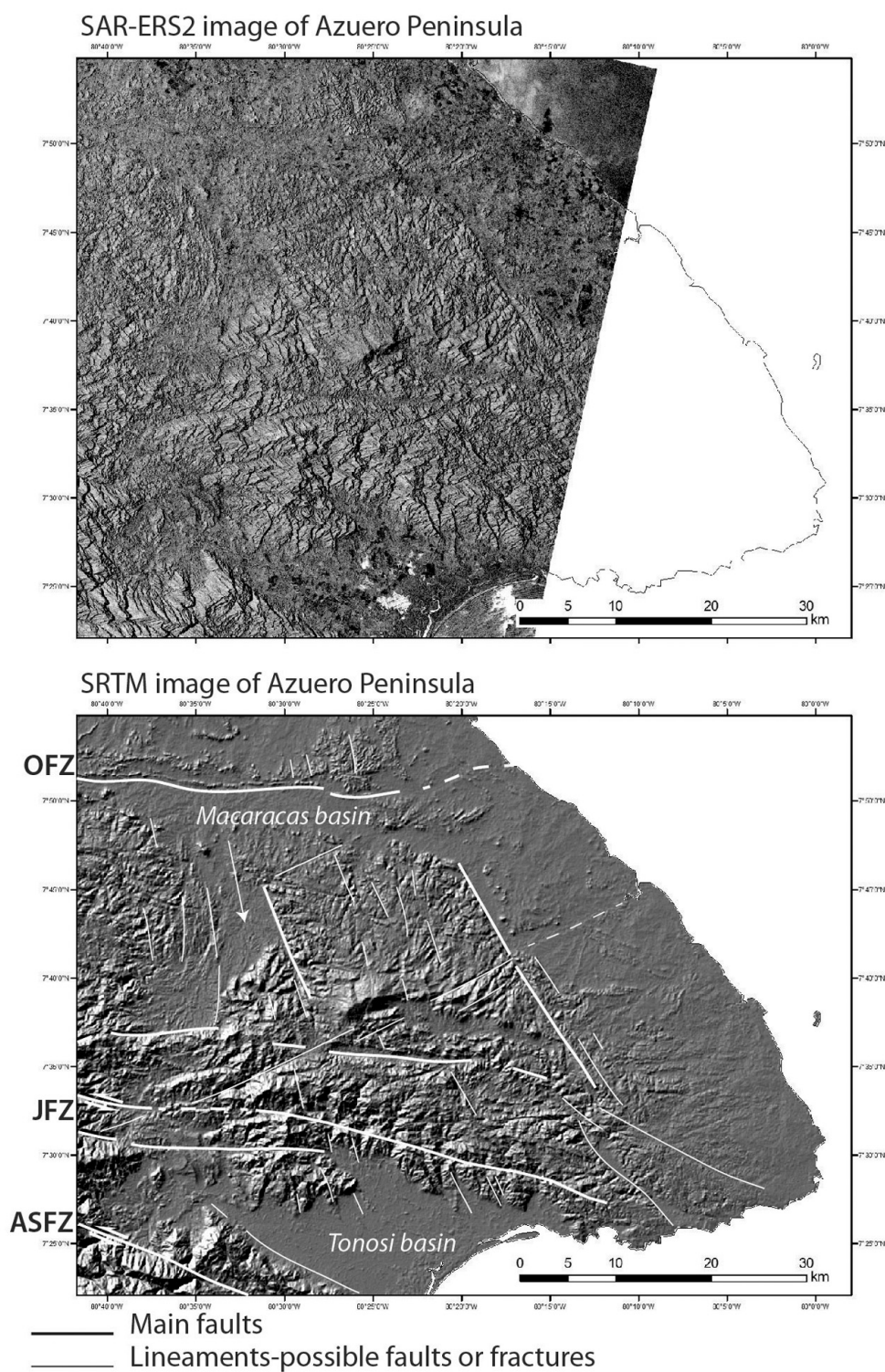


FIGURE 3.21 – Image SAR-ERS2 et STRM de la péninsule d'Azuero. Cartographie simplifiée des principaux linéaments de type failles et fractures. OFZ : Ocù Fault Zone, JFZ : Joaquin Fault Zone, Azuero Sona Fault Zone. Noter l'abondance des failles et fractures d'orientation N150°.

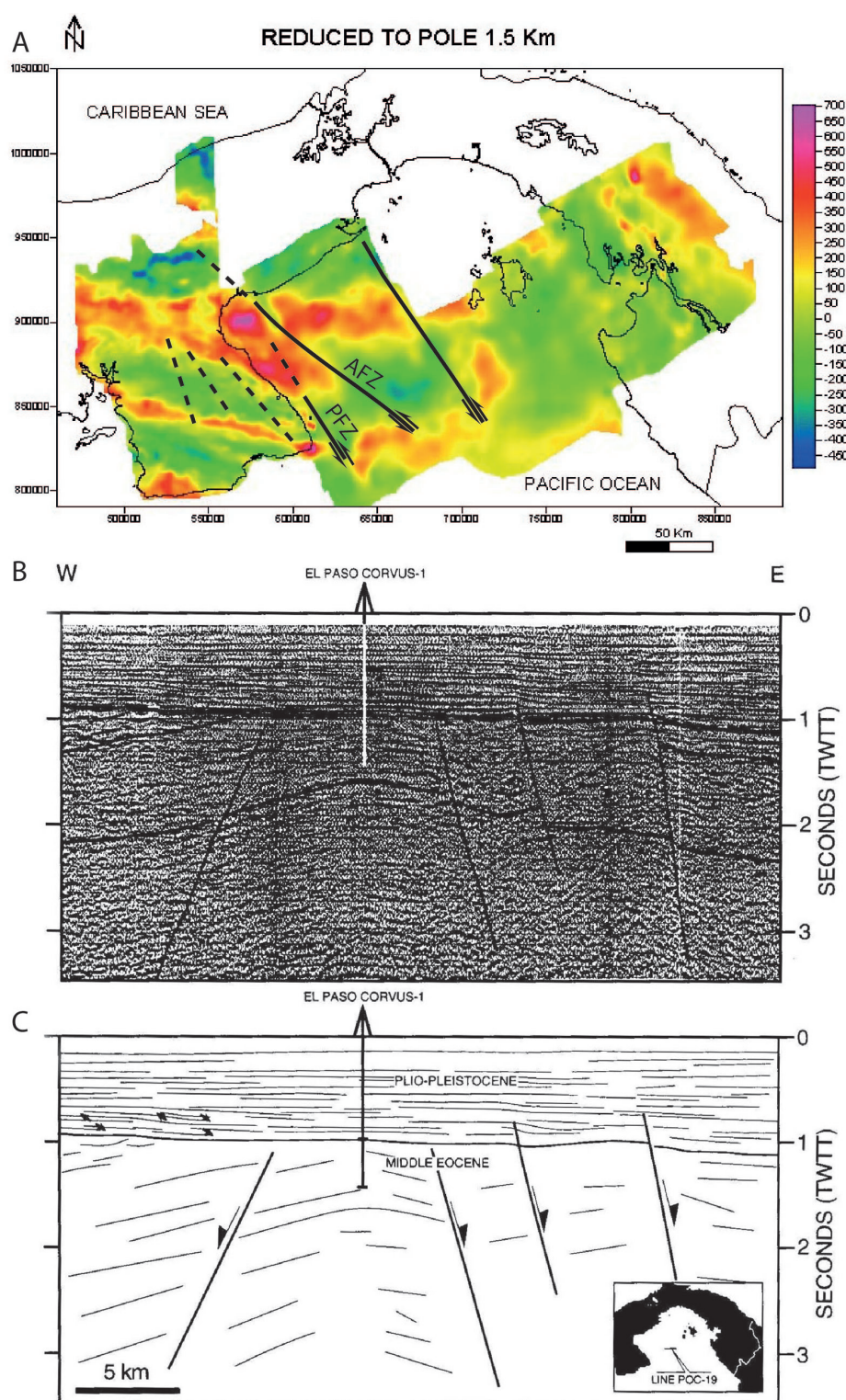


FIGURE 3.22 – A. Carte illustrant les données magnétiques à une altitude de 1.5 km et réduit au pôle, modifiée d'après Santamaria Vallejos (2008). On note la dislocation des anomalies positives par des décrochements sénestres comme AFZ, Azuro Fault Zone, et PFZ, Pedasi Fault Zone. B. Extrait de la ligne de sismique réflexion POC-19 non migrée d'orientation est-ouest avec la position du puits Corvus-1 d'après Mann et Kolarsky (1995). C. Interprétation de l'extrait en accord avec les données de puits Corvus-1, d'après Mann et Kolarsky (1995).

En corrélant les observations faites dans le golfe de Panama et celles faites dans la péninsule d'Azuero, je déduis que les failles visibles à terre, d'une orientation moyenne N150°E, résultent d'un même régime transtensif sénestre se produisant entre l'Eocène moyen et le Pliocène. La formation du bassin de Macaracas au nord de la péninsule (Fig. 3.21) doit en être la conséquence, comme le démontre une sédimentation de l'Éocène supérieur jusqu'au Miocène dans ce bassin.

En conclusion, un régime d'extension lié à des failles décrochantes sénestres se produit entre l'Eocène supérieur jusqu'au Pliocène dans la péninsule d'Azuero, et le golfe de Panama, zone frontière entre le bloc Chocó et le bloc Chorotega.

3.4.4.2 Dans la région du Canal de Panama

Intuitivement, le régime transtensif observé dans le golfe de Panama doit s'étendre plus au nord dans la zone du canal de Panama. On peut séparer cette région en deux parties : - la partie sud comprenant le passage étroit du canal, connexion avec la côte pacifique (Fig. 3.23), - et la partie nord comprenant le bassin du canal d'âge Eocène à Miocène supérieur et le lac Gatun.

La partie sud, en surface, est déformée par le passage de failles à composante normale et dextre d'orientation N10°E à N30°E, comme celles de Pedro Miguel et de Limon (Fig. 3.27). De plus, l'excavation de roches pour la création du Canal mit à jour un réseau dense de failles décrochantes (Fig. 3.24.B). Des tranchées paléosismologiques ont été réalisées perpendiculairement à la faille de Limon et Pedro Miguel (Rockwell *et al.*, 2010a,b). Elles démontrent une activité récente et un déplacement estimé entre 4 et 7 mm/an (Rockwell *et al.*, 2010b). Ces failles sont à l'origine du bassin de Madden. Les failles de Caballo et Agua Sucia, de même géométrie, forment le bassin en synclinal de Quebrancha (Fig. 3.27).

En profondeur, selon le profil gravimétrique de Farris (2011), différentes marches soulignent des escarpements de failles normales à vergence vers l'ouest. On peut supposer que ces failles correspondent au prolongement nord des failles observées grâce aux anomalies magnétiques dans le golfe de Panama.

Ces failles exprimées en surface correspondraient donc à des failles conjuguées s'enracinant en profondeur au niveau d'un grand système transtensif. Sachant qu'une sédimentation de bassin se produit à l'Eocène moyen (Formation Gatuncillo) dans ce secteur, je peux en déduire que ce système transtensif est actif à partir de l'Eocène moyen.

Dans la partie sud de la région du Canal, à terre, la mise en place du bassin du Canal de Panama à l'Eocène est également en faveur d'un système transtensif majeur à cette époque. Les failles normales dans la Formation Gatun du Miocène moyen-supérieur (Fig. 3.24.A) constituent également des marqueurs de ce régime extensif.

L'étude des lignes de sismique réflexion en mer, permet de discerner deux évènements tectoniques :

- le premier évènement est illustré par deux figures en fleur négative dans le cadre d'une structure générale de graben sur la ligne PAN7 (Fig. 3.26).
- le second évènement, plus récent, montre dans la ligne PAN7 (Fig. 3.26) une réactivation d'anciennes failles normales en fleur positive n'affectant pas les derniers dépôts sédimentaires. Sur la ligne PAN6 (Fig. 3.25), les fleurs positives sont mieux visibles et affectent des sédiments plus jeunes.

Sans information d'âge sur les sédiments du bassin *offshore*, il est difficile de contraindre en temps ces déformations. Néanmoins, quelques suppositions peuvent être faites, à partir des sédiments

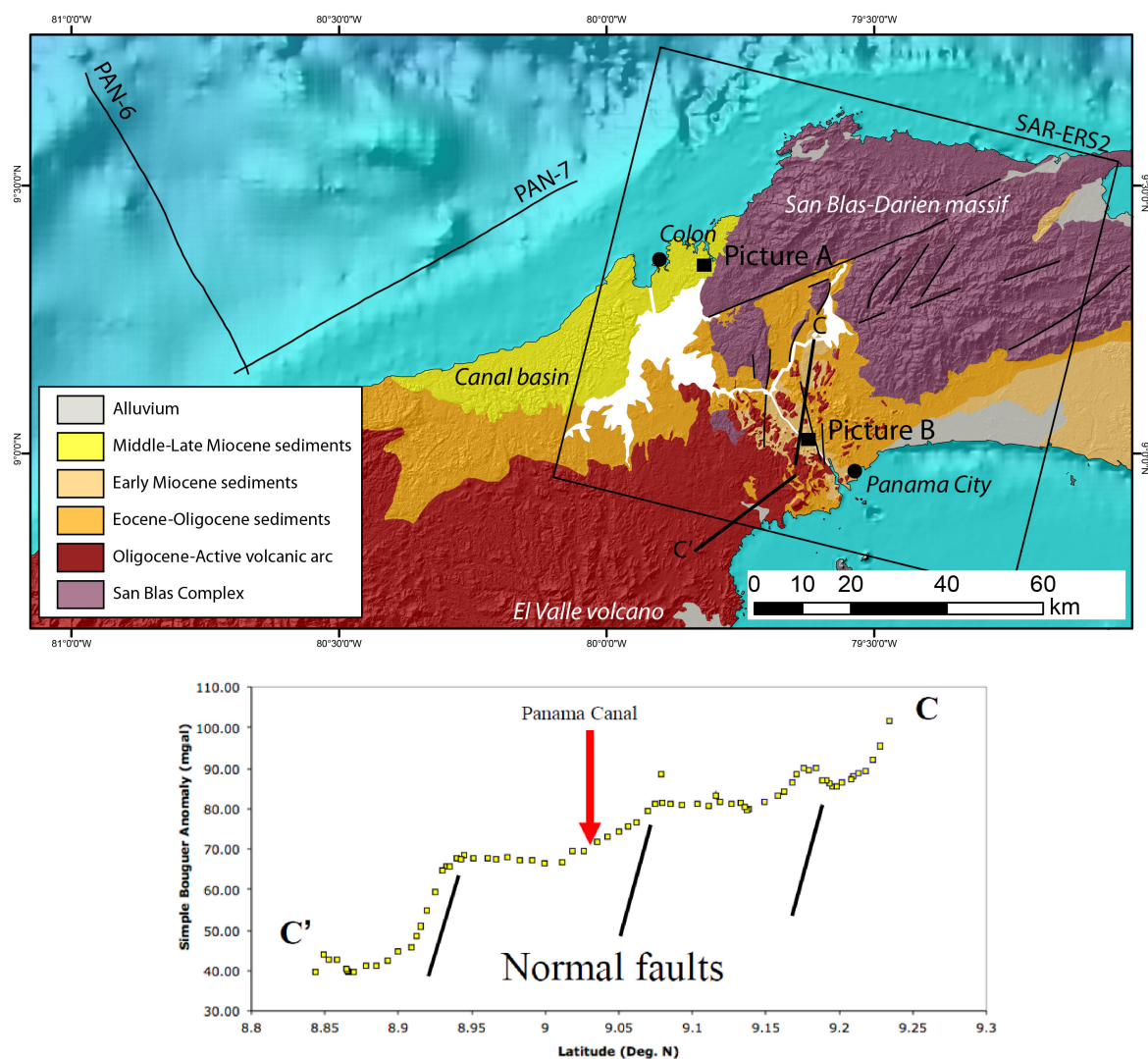


FIGURE 3.23 – Carte géologique simplifiée de la région du Canal de Panama. La coupe CC' représente un profil des anomalies de Bouguer, issue de Farris (2011)

affleurant à terre : ces informations laissent penser que le développement de ce bassin commence à la fin de l'Eocène moyen.

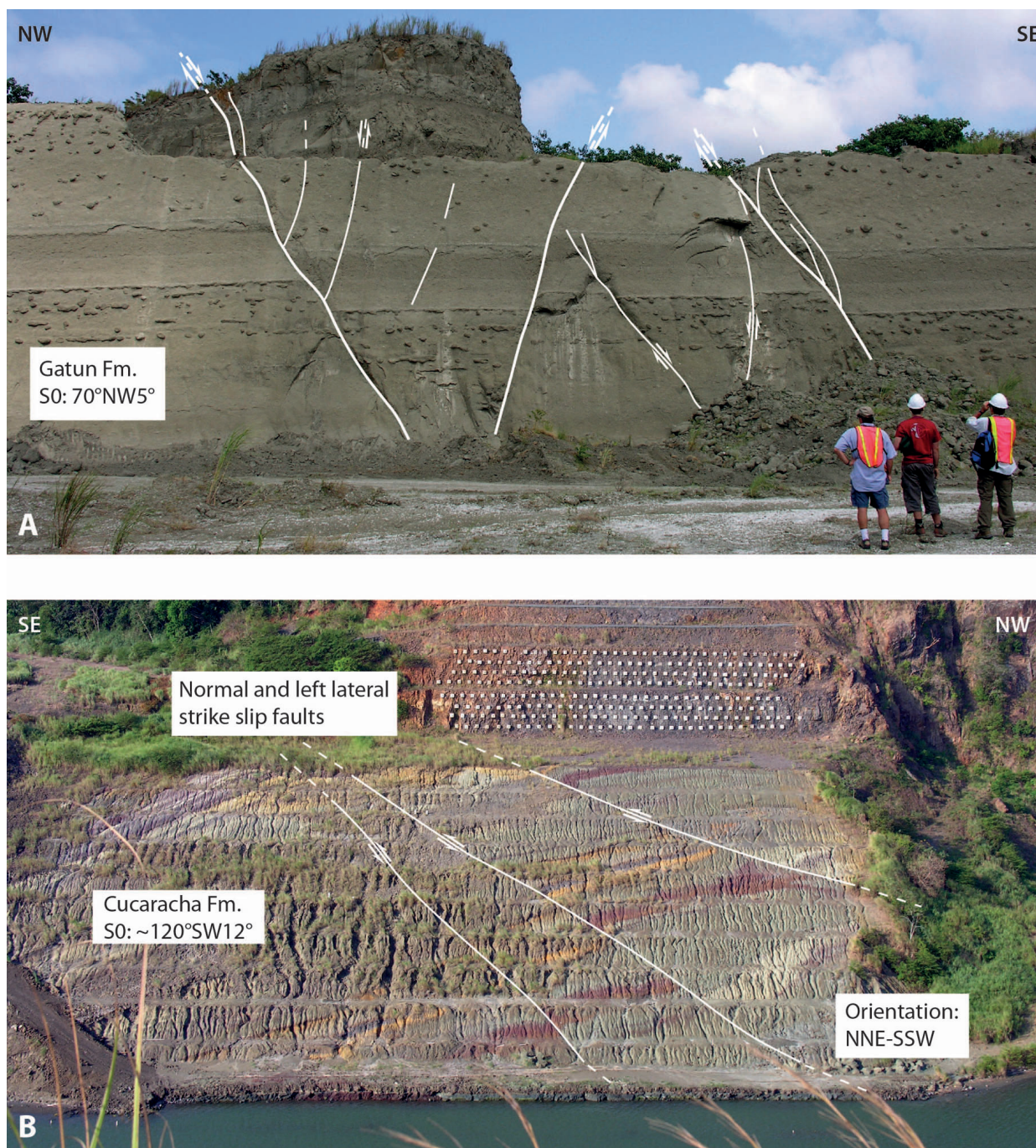


FIGURE 3.24 – Photographies de la couverture sédimentaire dans la région du Canal affectée par le passage de failles. A. Failles normales et failles conjuguées avec rotation de blocs dans la Formation Gatun. B. Failles décrochantes dextres à composante normales affectant la Formation Cucaracha.

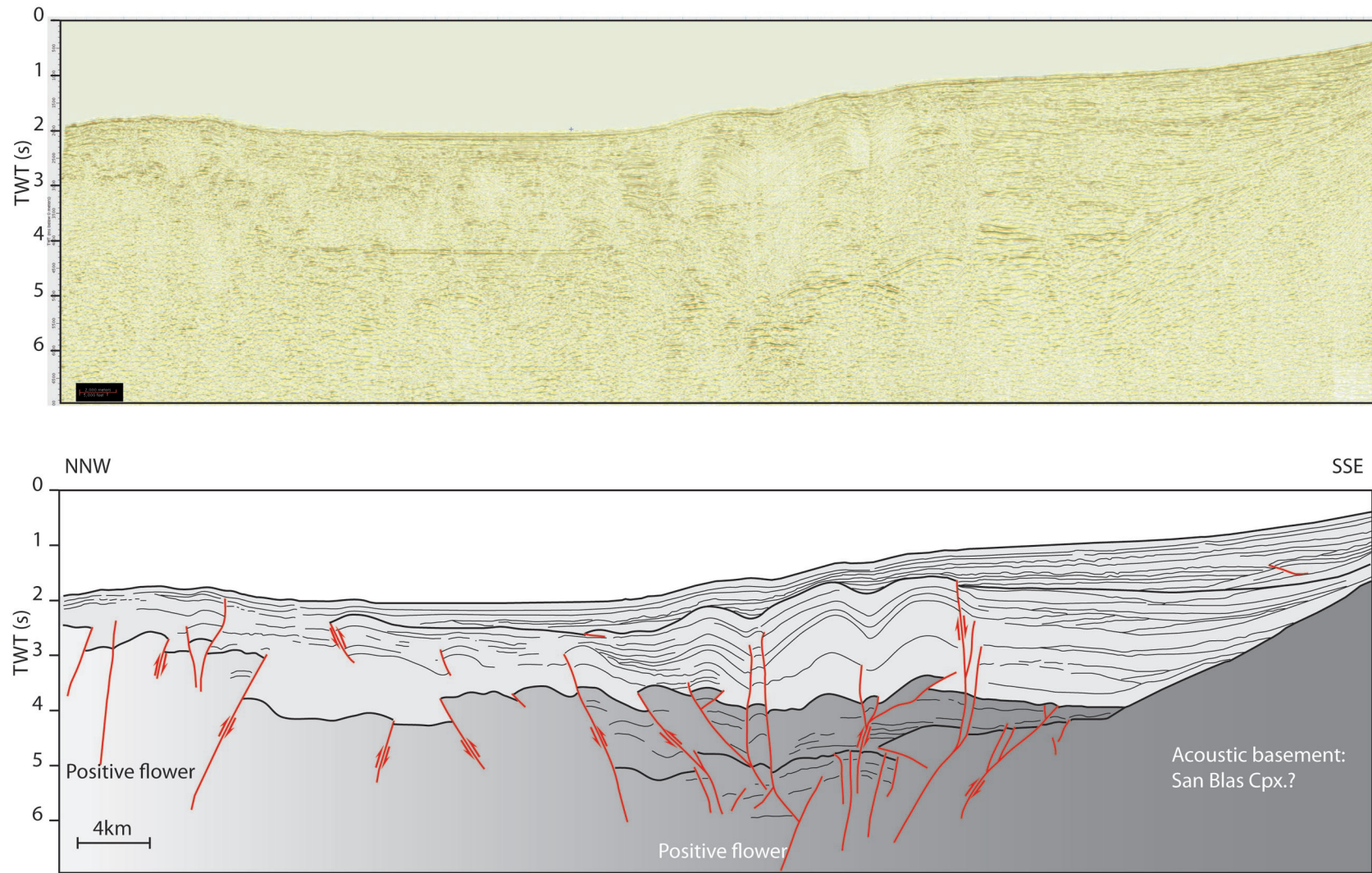


FIGURE 3.25 – Ligne sismique réflexion PAN6 perpendiculaire à la côte Caraïbe, et son interprétation structurale.

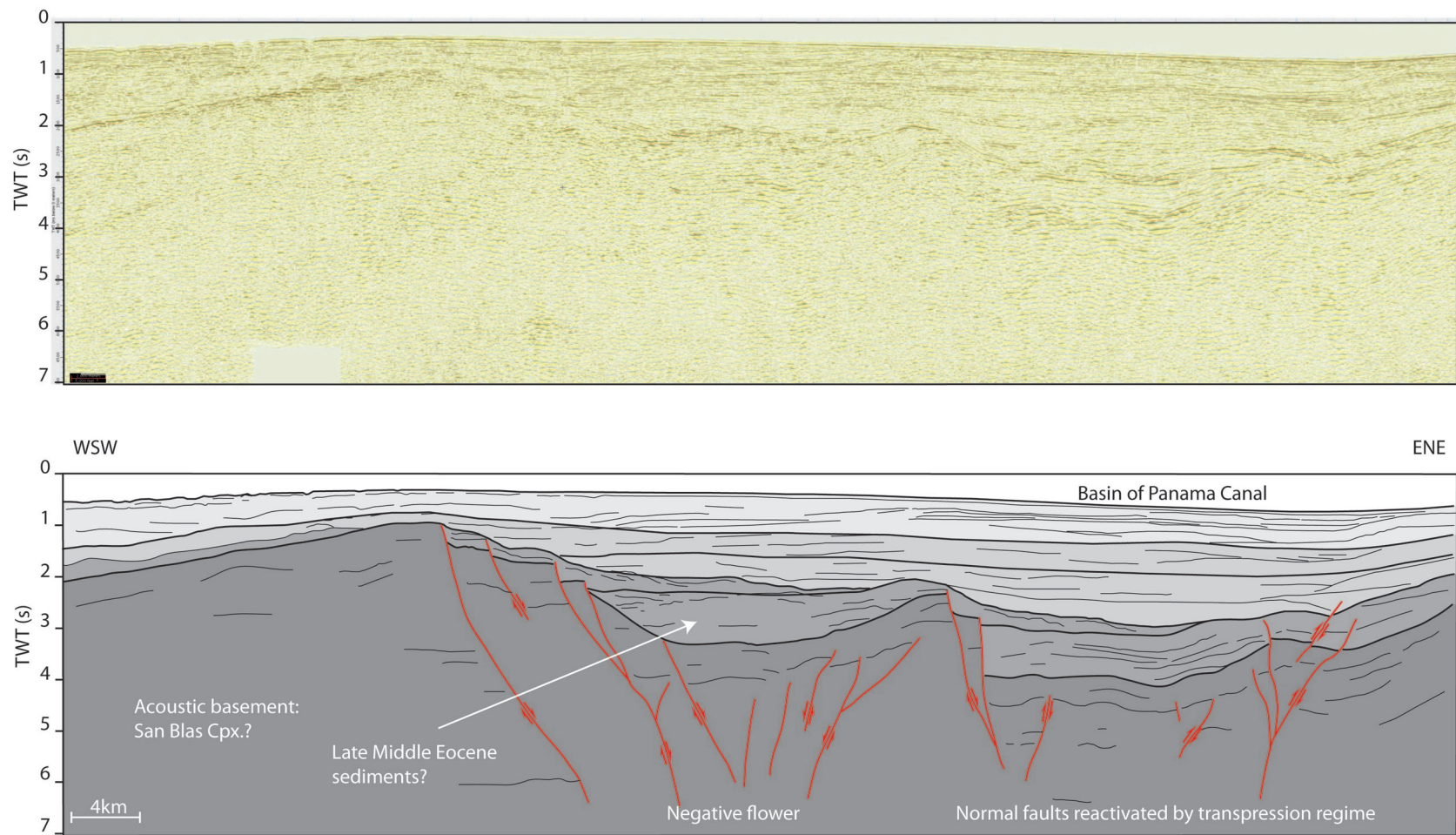


FIGURE 3.26 – Ligne sismique réflexion PAN7 perpendiculaire à la côte Caraïbe, et son interprétation structurale.

Au cœur du massif de San Blas-Darien, un réseau de failles décrochantes sénestres est décelé à partir de l'analyse des images radar (Fig. 3.27). Ces failles sub-parallèles ont une orientation comprise entre N°60°E et N70°E. Le relai entre les segments de failles s'effectue sous la forme de duplex en extension. La faille de Rio Gatun, la plus connue, a été interprétée comme une faille décrochante sénestre à composante normale (William et Associates, 2007; Earth Consultants International, 2005; Rockwell *et al.*, 2010a,b; Mann et Kolarsky, 1995). En effet, l'étude de tranchées paléosismologiques, la présence de décalage de rivières, et de paléochenaux, indiquent que la faille de Rio Gatun est une faille active dont le mouvement décrochant a été estimé entre 3 et 8 mm/an.

Je suppose que ces failles, caractéristiques de cette région, sont intimement liées aux déformations transtensives NO-SE.

En conclusion, la séparation du bloc Chocó et Chorotega s'accompagne d'un régime transtensif actif de l'Eocène moyen jusqu'à l'Actuel. Si on considère que l'arc volcanique du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen dans la péninsule d'Azuero est le même que celui qui forme le massif de San Blas Darien, alors le décalage sénestre du réseau de failles transtensives peut être estimé à environ 170 km. En considérant que ce réseau transtensif débuta vers 38 Ma (âge des derniers événements éruptifs dans le massif de San Blas (Wegner *et al.*, 2011), le déplacement moyen est d'environ 4 à 5 mm/an.

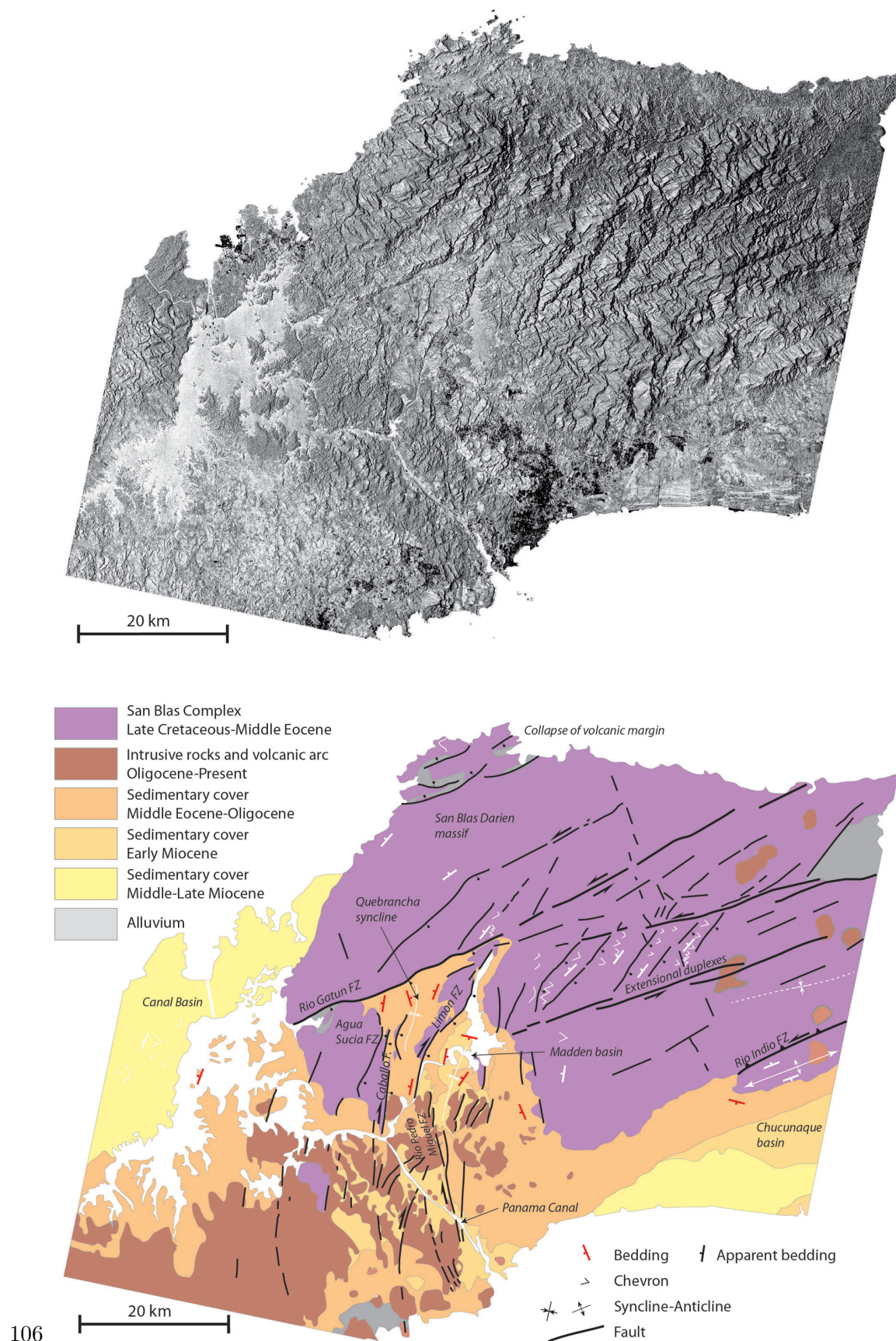


FIGURE 3.27 – Image ERS2-SAR en niveau de gris inversé et interprétation morpho-structurale de la région du canal.

3.4.4.3 Les bassins de Chucunaque-Tuira et de Sambu

Le bassin de Chucunaque-Tuira constitue une synforme. Il s'étend : - le long du flanc sud du massif de San Blas-Darien, - et borde les flancs nord du massif de Majé, de Congo, les collines de Sanson et le massif de Pirre. Le bassin de Sambu est quant à lui bordé par les massifs de Bagre et de Sapo dans sa partie *onshore* et par l'archipel de Las Perlas dans sa partie *offshore*.

Ces deux bassins sont bordés par des réseaux de failles telles que celles de SHFZ (*Sanson Hills Fault Zone*) pour le bassin de Chucunaque-Tuira ou telle que celles de la SFZ (*Sambu Fault Zone*) pour le bassin de Sambu.

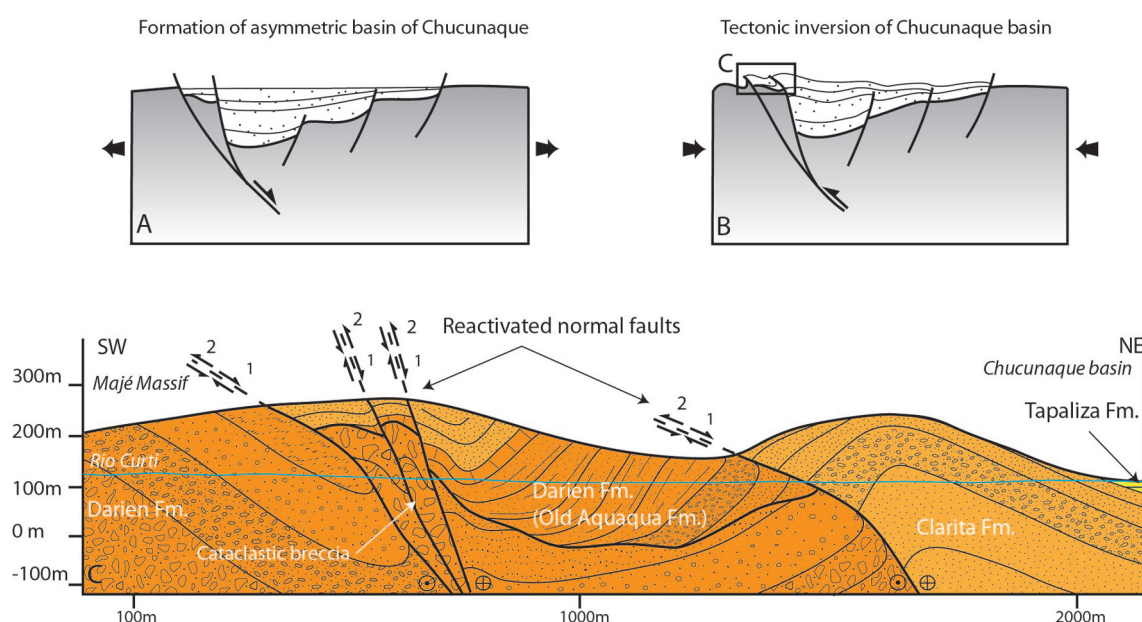


FIGURE 3.28 – Coupe géologique interprétative dans la rivière Curti. Les failles normales formant le bassin de Chucunaque sont réactivées au cours du Miocène moyen-supérieur. Schémas évolutifs du bassin asymétrique de Chucunaque-Tuira.

Ces deux bassins ont été interprétés récemment comme étant des témoins d'un régime extensif au cours de l'Oligocène supérieur, produisant des structures en horst et graben (Montes *et al.*, 2012b; Coates *et al.*, 2004).

Mes données biostratigraphiques permettent de mieux contraindre l'âge du bassin de Chucunaque-Tuira. Grâce à ces échantillons, on peut attribuer l'âge de la formation du bassin de Chucunaque-Tuira à l'Eocène moyen terminal, plus précisément à l'étage Bartonien (voir chapitre Stratigraphie). Les contraintes en âge sur le bassin de Sambu sont dispersées et indiquent un âge aux alentours de l'Oligocène moyen (Oxoco et Aracca, 1983).

J'ai cherché à apporter de nouvelles données structurales pour mieux contraindre la structure exacte de ces deux bassins, jusqu'alors mal définie.

J'ai réalisé une coupe détaillée, partie de la coupe BB' de la figure 3.8, dans la rivière Curti sur le flanc nord du massif de Majé (Fig. 3.28). Cette coupe montre des déformations qui affectent des terrains appartenant aux Formations Darien et Clarita.

On observe le long de cette coupe, que la Formation Darien est sub-divisée en deux membres séparés par une discordance angulaire :

- un premier membre, constitué de roches siliceuses et volcanoclastiques,
- et un second membre, le membre Aquaqua, constitué de roches calcaires et volcanoclastiques (ancienne Formation Aquaqua).

Les terrains de la Formation Darien sont déformés, au même titre que ceux de la Formation Clarita, lors de l'épisode transpressif du Néogène.

Pour tenter de reconstituer les pendages initiaux de la Formation Darien (Fig. 3.29), tous les pendages mesurés dans cette Formation dans la zone environnante de la coupe sont utilisés. Pour cela, il fallait ôter l'effet des dernières déformations subies par les roches, enregistrées également par les terrains adjacents de la Formation Clarita.

J'ai donc déterminé l'orientation et les pendages maximum des plis déjetés de la Formation Clarita qui correspondent au dernier régime de déformation. Après avoir séparé les pendages des flancs normaux (nord-est) et inverses (sud-ouest), j'applique une rotation afin de remettre à plat la série sédimentaire de la Formation Clarita. On constate alors qu'au Miocène inférieur, la Formation Darien était préalablement déformée avec des pendages vers le SO que j'interprète comme le résultat d'une déformation liée à un basculement de blocs selon une faille normale à pendage nord-est (Fig. 3.29).

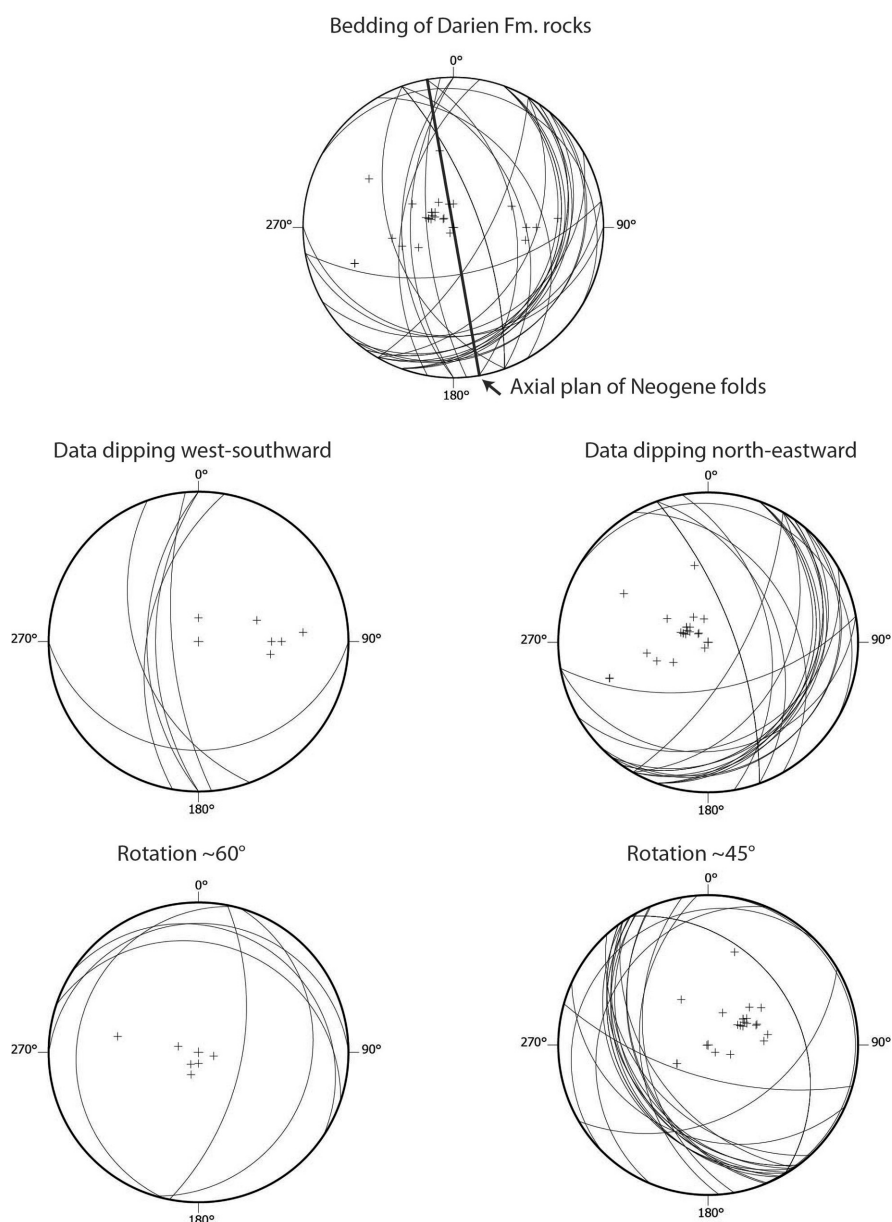


FIGURE 3.29 – Opérations effectuées sur les stéréogrammes des pendages de la Formation Darien pour obtenir la remise à plat de la Formation Clarita. On obtient alors les pendages de la Formation Darien avant le dépôt de la Formation Clarita et le régime transpressif du Néogène.

Les schémas simplifiés de la figure 3.28 permettent de mieux appréhender la structure du bassin de Chucunaque-Tuira. L'extension régionale provoque la mise en place du bassin asymétrique de Chucunaque-Tuira, déterminé par un réseau de failles normales principales à pendage nord-est bordant le massif de Majé, le massif de Congo et les collines de Sanson (Fig. 3.8 et Fig. 3.9).

La sédimentation commence à l'Eocène moyen puis se poursuit au cours du Miocène. Le membre calcaire Aquaqua de la Formation Darien se dépose sur un des blocs basculés de la faille principale bordant le flanc nord du massif de Majé (Fig. 3.8 coupe BB' et Fig. 3.28).



FIGURE 3.30 – Failles normales dans la Formation Clarita, dans la rivière Ambroya, massif de Majé. Dépôts sédimentaires syn-déformation.

Les sédiments syn-déformation de la Formation Clarita continuent de se déposer dans le bassin de Chucunaque-Tuira (Fig. 3.30), créant un sur-épaississement aux abords des escarpements de failles normales. Puis au cours du Miocène moyen jusqu'à l'Actuel, un régime transpressif réactive les failles normales en failles inverses et décrochantes et forme des plis déjetés à vergence sud-ouest.

A plus grande échelle, des fractures dans le massif de San Blas-Darien apparaissent perpendiculaire à l'axe du bassin de Chucunaque Tuira (Fig. 3.10). Ces failles ne perturbent pas ou faiblement les séries sédimentaires du Néogène. Le jeu de ces failles accompagne donc la formation initiale du bassin. Leurs mouvements restent indéterminés mais des déplacements normaux peuvent être supposés.

Plus au sud-ouest, l'interprétation de profils de sismique réflexion (Fig. 3.19) et de la géomorphologie du bassin de Sambu, laisse entrevoir la même structure asymétrique du bassin. La faille de Sambu est donc interprétée comme une ancienne faille normale dont l'escarpement principale est à pendage SO. L'épaississement des sédiments Miocène inférieur-moyen, aux pieds des escarpements d'anciennes failles normales secondaires, est analogue à l'épaississement de la Formation Clarita dans le bassin de Chucunaque-Tuira (Fig. 3.19).

En conclusion, la région est du Panama, c'est-à-dire le bloc Chocó Panama, est soumise à un régime d'extension formant une structure de horst et graben durant l'Eocène moyen jusqu'au Miocène moyen. Les bassins asymétriques de Sambu et de Chucunaque-Tuira, repris ensuite en compression, en sont les témoins.

3.4.5 Déformations anté-Eocène moyen

Les dernières déformations observées sur le terrain sont faiblement contraintes, en raison de la rareté des bons affleurements.

Dans le massif de Majé, le Complexe de San Blas subit une déformation identifiable par les pendages incohérents par rapport aux structures issues des déformations "récentes" décrites précédemment (Fig. 3.8, coupe BB').

Entre le massif de San Blas-Darien et le bassin de Chucunaque-Tuira, on observe au niveau de la coupe AA' (Fig. 3.8), des affleurements du Complexe de San Blas déformés et plissés. Ces affleurements sont recouverts en discordance par des terrains attribués à la Formation Porcona.

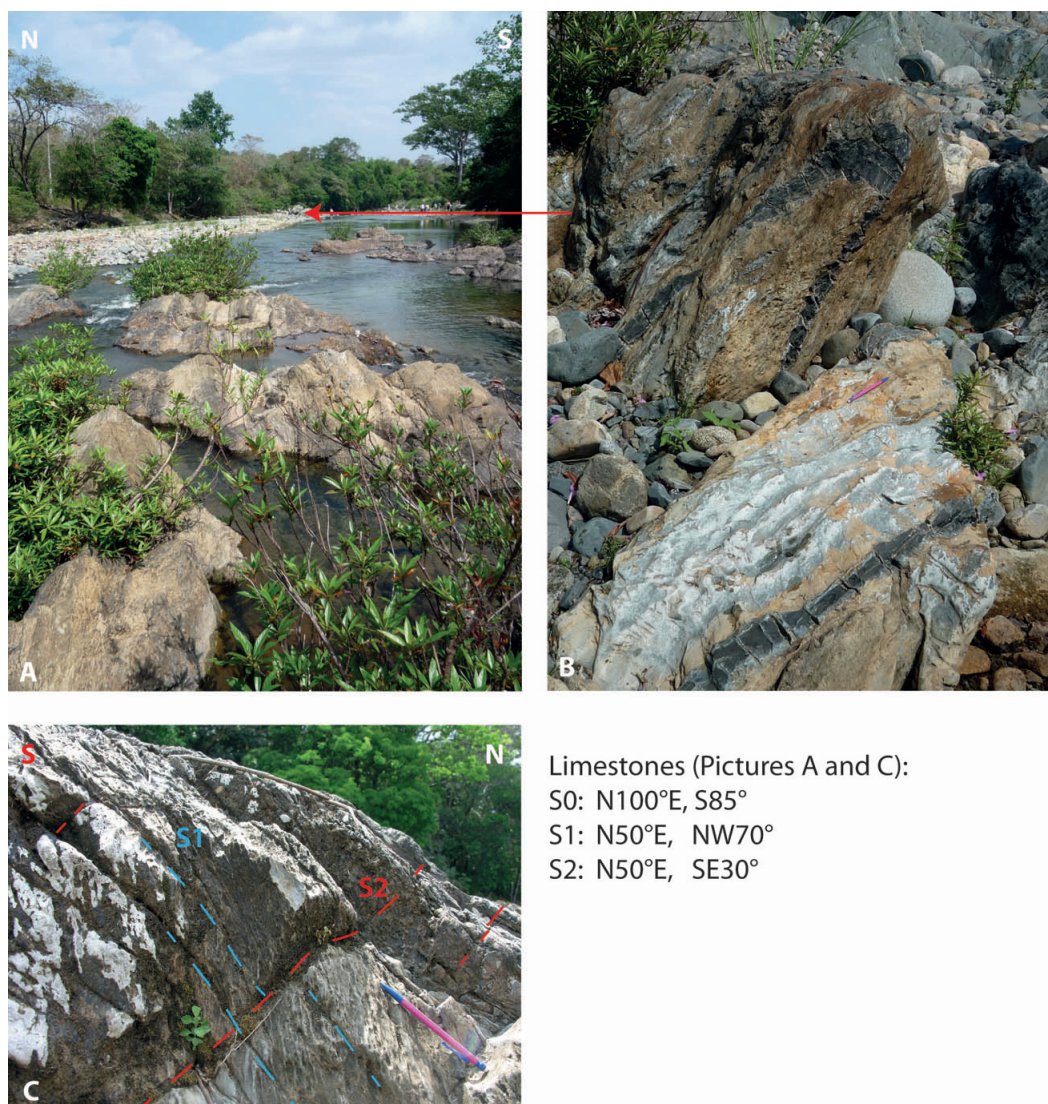


FIGURE 3.31 – Photographies des calcaires déformés du Complexe de San Blas en terminaison périclinale, Rivière Pacora. La photographie (A), montrent la S0 tandis que la photographie B montre les deux schistosités S1 et S2. La photographie C illustre les plis serrés anisopaques, témoin d'une zone de cisaillement ?

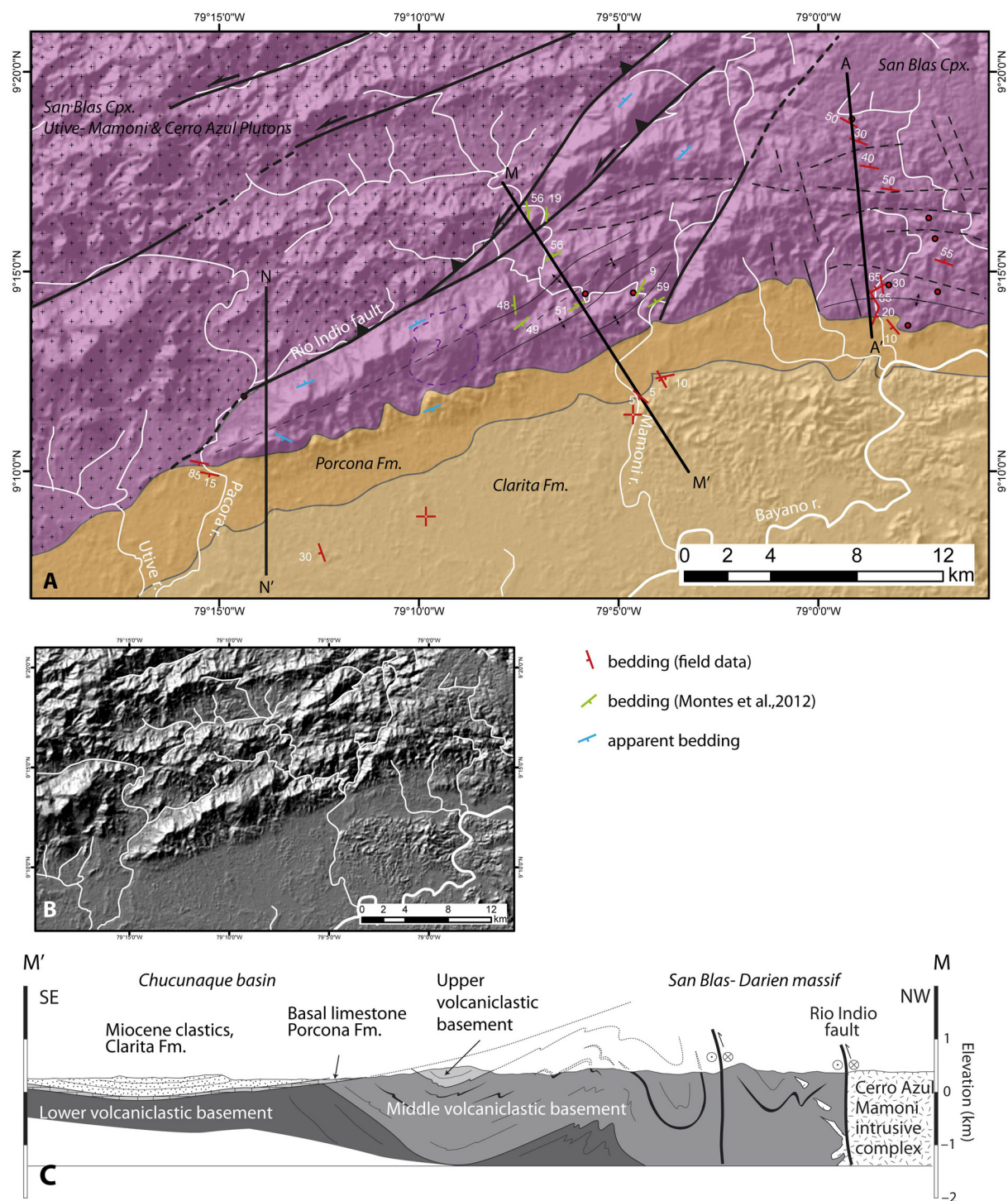


FIGURE 3.32 – Carte géologique simplifiée de la région de Mamoni- La Mesa (A). (B) Carte topographique SRTM de la zone d'étude. (C) Coupe géologique interprétative MM' issue de Montes *et al.* (2012b)

En étudiant la région de San Blas au niveau des plutons de Cerro Azul et de Utiwe-Mamoni (Fig. 3.32), on constate la présence d'un certain nombre de failles scellées par la Formation Porcona.

Ces failles sont responsables de déformations compressives dans les sédiments et roches volcaniques du Complexe de San Blas qui sont illustrées sur la coupe MM', extraite de Montes *et al.* (2012b). La faille de Rio Indio, à composante inverse et sénestre permet la surrection du bloc nord et la mise à l'air libre et à l'érosion des roches plutoniques. Un synclinal renversé et une suite de plissements bordent cette faille plus au sud.

Malgré l'interprétation cohérente de la coupe MM' en fonction des données de terrain très locales, l'analyse des pendages apparents sur SRTM (Fig. 3.32.B) montre une structure générale de synforme à vergence nord-ouest. La faille de Rio Indio jouerait ainsi le rôle d'un butoir dans un régime compressif, postérieur au dépôt de la Formation Porcona.

Cela implique la présence de deux régimes compressifs successifs. Les calcaires du Complexe de San Blas dans cette région enregistrent deux schistosités (Fig. 3.31.A.C), en accord avec l'existence des deux phases compressives. Ces calcaires subissent à proximité du premier affleurement une déformation intense et une recristallisation partielle. Des fragments de basaltes et sédiments volcanoclastiques sont également visibles sur cet affleurement mais très déformés.

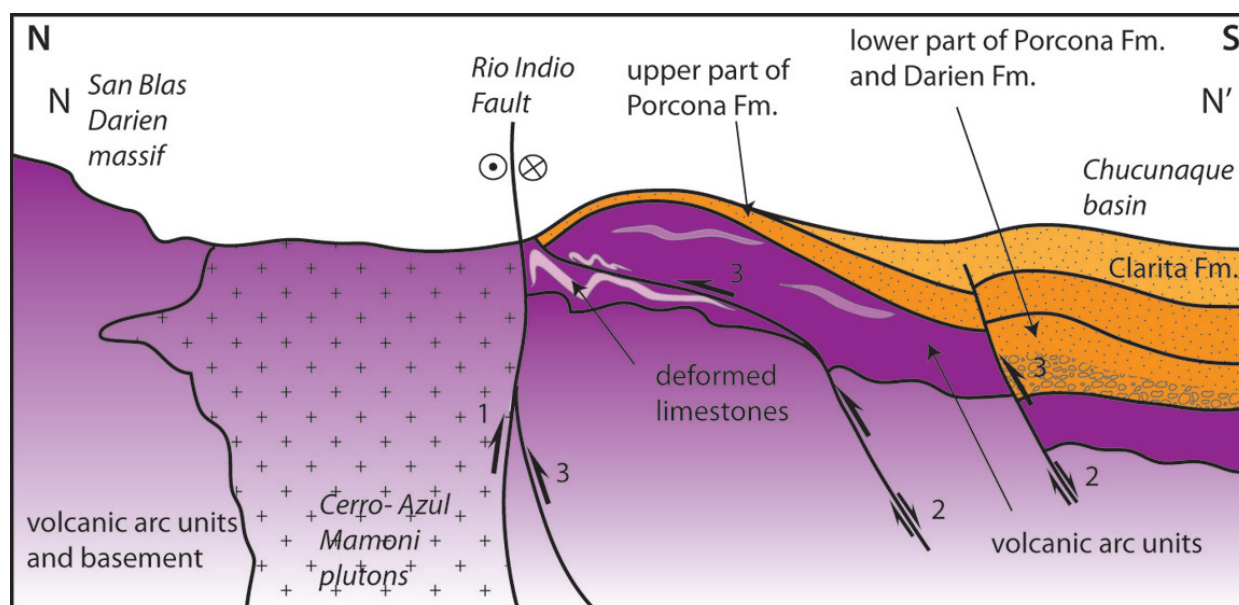


FIGURE 3.33 – Schéma interprétatif sans échelle, montrant les trois régimes de déformations successifs, avec la réactivation d'anciennes failles normales.

Plusieurs interprétations sont possibles pour expliquer ces deux régimes compressifs, on peut notamment imaginer une zone triangulaire avec une première phase de compression à vergence sud, anté-Eocène moyen terminal et une seconde phase de convergence à vergence nord (Fig. 3.33). Entre temps, un régime d'extension provoque la formation de failles normales et la mise en place du bassin de Chucunaque, comprenant les dépôts sédimentaires des Formations Porcona et Clarita. La dernière phase de déformation compressive serait accompagnée de failles aveugles en profondeur créant cette topographie de synforme. Elle pourrait créer de façon superficielle une zone de décollement dans le Complexe de San Blas au niveau des calcaires déformés, que l'on observe sur le terrain (Fig. 3.31. B).

De manière générale, la première déformation compressive est antérieure au dépôt de la Formation Porcona datée de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur. La dernière phase de déformation compressive pourrait correspondre à celle décrite datant du Miocène moyen-supérieur. Cette interprétation est discutable, seule une étude approfondie des déformations du Complexe de San Blas pourrait déterminer plus finement la géométrie. Une telle étude est néanmoins limitée par la végétation luxuriante et la rareté des voies d'accès, qui freinent fortement l'exploration.

3.5 Synthèse des événements tectoniques identifiés

Tous les régimes tectoniques analysés et contraints dans le temps et l'espace, abordés au cours de ce chapitre sont synthétisés dans le tableau ci-dessous (Fig. 3.34). L'apport des résultats de la thèse de Buchs (2008) et les travaux de Corral *et al.* (2013), portant sur la péninsule d'Azuero, sont ajoutés dans ce tableau, pour une meilleure cohérence.

REGION	AGE	ACTIF	PLIOCENE- PLEISTOCENE (~5-0 Ma)	MIOCENE MOYEN- SUPERIEUR (~15-5 Ma)	MIOCENE INFÉRIEUR (~23-16 Ma)	OLIGOCENE (~34-23 Ma)	EOCENE MOYEN- SUPERIEUR (~40-34 Ma)	EOCENE MOYEN- CRETACE SUP (~85-40 Ma)
BLOC CHOCO PANAMA Région du Darien-Golfe de Panama								Compression massif San Blas-Darien
					Extension bassins Chucunaque-Tuira, Sambu			
FRONTIERE DES DEUX BLOCS Région du Canal de Panama								
BLOC CHOROTEGA Azuero - Golfe de Panama								

FIGURE 3.34 – Calendrier tectonique dans les trois régions panaméennes, * résultats issus de Buchs (2008) et ** résultats issus de Corral *et al.* (2013).

3.6 Discussion et conclusion

Les régimes de déformations, qu'ils soient compressifs, extensifs, ou décrochants, impliquent des mouvements verticaux de surrection et de subsidence. Ces régimes ont un impact direct sur la nature et le taux de sédimentation dans la région.

Le chapitre Stratigraphie décrit plusieurs discordances. Ces discordances peuvent être associées à des changements eustatiques ou à des processus tectoniques de surrection.

Le régime compressif anté-Eocène, produit une surrection de l'arc volcanique également prouvée par les résultats traces de fission de Montes *et al.* (2012b). Les résultats AFT des plutons de Cerro Azul et de Utivé-Mamoni entre 47 et 42 Ma, permettent de déduire que la région est en surrection rapide. Cette surrection serait contrôlée par la faille de Rio Indio (Montes *et al.*, 2012b). Cela implique une forte érosion du massif, qui doit par ailleurs se situer proche du niveau de la mer à cette époque. C'est dans ce contexte que les premiers sédiments de la Formation Darien, apparaissent en discordance sur le Complexe de San Blas.

Puis un régime transtensif se met en place à partir de l'Eocène moyen terminal (Bartonien), localisé entre la péninsule d'Azuero et l'est du Panama.

La région du Canal de Panama et son extension *offshore* dans la Mer des Caraïbes et l'océan Pacifique (golfe de Panama) subit un régime transtensif sénestre intense d'orientation générale NO-SE, ayant pour conséquence la mise en place de bassins sédimentaires, dont le plus imposant est celui du Canal. Des déformations se produisent de part et d'autre de ce grand accident tectonique appelé par Case (1974) *Panama Canal Shear Zone* ou *Panama Canal Fault Zone* (PCFZ).

Dans la péninsule d'Azuero, des failles normales à caractère sénestre disloquent la péninsule et forment notamment le bassin de Macaracas entre l'Eocène et le Pliocène. L'orientation des failles semble indiquer une ouverture en éventail probablement liée à des rotations de blocs. Cette hypothèse est en accord avec la rotation antihoraire de 25° entre 38 et 28 Ma, déterminée par Montes *et al.* (2012a). Dans le massif de San Blas, des failles transtensives sénestres (par exemple la faille de Rio Gatun) se relaient sous la forme de duplex d'extension. Des failles conjuguées à la *Panama Canal Shear Zone* en décrochement dextre (failles de Limon, Pedro Miguel, Agua Sucia et Caballo) forment des bassins également transtensifs.

Ces déformations transtensives rendent compte d'un déplacement d'environ 170 km vers le nord de l'arc volcanique, qui à cette même époque (Eocène moyen) arrête son activité. La shear zone du Canal de Panama donne naissance à deux blocs, le bloc Chorotega à l'ouest et le bloc Chocó à l'est. Cet accident tectonique majeur est encore aujourd'hui en activité.

La région orientale du Panama est soumise à un régime d'extension, qui se manifeste par une structure en horst et graben. Les horsts sont représentés par le massif de San Blas-Darien, le massif de Bagré, le massif de Majé et le Massif de Sapo.

Les grabens sont représentés par des bassins asymétriques sub-parallèles à ces massifs, c'est-à-dire le bassin de Chucunaque-Tuira, le bassin de Sambu et peut être le bassin de San Blas. Le développement de ces structures est corrélé avec la sédimentation. Une sédimentation calme dans le bassin de Chucunaque-Tuira à partir du Bartonien et une sédimentation plus énergique, type turbiditique, dans la zone de sédimentation de la Formation Darien, au niveau des horsts immergés comme celui du massif de Majé. Le changement de formes des clastes, grossiers, métriques à centimétriques et arrondis dans les conglomérats de la Formation Darien montre un éloignement progressif de la source, qui correspondrait au massif de San Blas-Darien. C'est encore un indice supplémentaire en faveur d'un régime extensif. Mais ce régime s'affaiblit et disparaît au cours du Miocène inférieur-moyen.

Lui succède un régime compressif, qui réactive les anciennes failles normales en failles inverses, qui plisse les formations sédimentaires vers le sud-ouest, et qui inverse les bassins. Ce changement de régime tectonique est enregistré dans la stratigraphie, par la discordance angulaire entre la Formation Clarita et Tapaliza. Les résultats des études en mer montrent également le même phénomène tectonique. Une petite différence d'âge peut s'expliquer soit par un diachronisme des déformations, soit par une précision des datations trop faible.

Ce régime compressif s'atténue au cours du Miocène supérieur et Pliocène pour évoluer vers un régime transpressif sénestre localisé au niveau de grandes failles, encore actives aujourd'hui, que sont les failles de Jaque, de Sambu, de Rio Balsas et de Sanson Hills. Ces failles représentent la terminaison en "queue de cheval" de la zone de failles de Los Saltos. Elles accommodent actuellement l'incurvation de la frontière de plaques entre le bloc Chocó (plaque Caraïbe) et la plaque Nazca, frontière en subduction dans la partie colombienne qui devient décrochante sénestre au Panama. Ces déformations transpressives induisent une surrection des antiformes et par endroit une érosion de certaines structures. La discordance angulaire entre la formation Tuira et la Formation Chucunaque, décrite dans le chapitre 3, peut être un indicateur de l'initiation de ce régime. L'absence de sédimentation entre le Pliocène et l'Actuel marque la surrection globale de l'arc volcanique du bloc Chocó.

Mes résultats au niveau de la marge nord Panama, ont montrés une activité extensive ancienne prouvée par la présence de failles normales dans le bassin de San Blas. Ces failles sont reprises dans des structures de fleurs positives récentes à actuelles illustrant un régime transpressif qui est probablement lié à la formation du prisme nord Panama (détail dans le chapitre 6).

L'existence de glissements gravitaires le long de la marge et de failles normales actives en bordure de la côte témoignent d'un processus d'extension gravitaire. Il est cependant difficile de contraindre en temps ce processus qui est normalement actif tout au long de la création de reliefs topographiques.

J'ai abordé au cours du chapitre Stratigraphie, la problématique de la mise en place simultanée au Campanien d'un arc volcanique dans la péninsule d'Azuero, et la formation du socle panaméen dans le massif de Sapo, un peu plus à l'est, mais à faible distance. Plusieurs hypothèses ont été formulées afin de concilier ces deux événements. Les résultats que j'apporte sur des déformations et structures associées ne permettent pas à l'heure actuelle de favoriser l'une des hypothèses formulées.

En effet, pour valider l'hypothèse du terrain accréte, j'aurai dû identifier de manière claire sur le terrain ou par analyses d'images spatiales, une nature de roches différentes, bordées par des failles, et des contacts anormaux dans le massif de Sapo. Ne pouvant pas trancher cette question, le problème reste donc entier. Une manière de répondre à cette question serait de pratiquer des analyses géochimiques sur les échantillons prélevés dans le massif de Sapo, et de les comparer avec les données géochimiques existantes, pour éventuellement déceler une différence.

J'ai mis en évidence dans ce chapitre les régimes tectoniques majeurs qui se sont succédés et ont déformé l'isthme de Panama. Le chapitre suivant, sur la méthode des analyses de traces de fission (analyses AFT), apportera des contraintes supplémentaires concernant les mouvements verticaux.

Chapitre 4

Apports des analyses thermochronologiques par traces de fission sur apatites

Sommaire

4.1	Introduction	119
4.2	De la méthodologie à l'expérimental	120
4.2.1	De l'observation à la naissance d'une méthode	120
4.2.2	Fission et traces de fission	121
4.2.3	Préparation des échantillons et technique du détecteur externe	122
4.2.4	Distributions des longueurs confinées	123
4.2.5	L'équation dérivant de la technique du détecteur externe	125
4.2.6	Moyens expérimentaux mis en œuvre pour la détermination de l'équation d'âge	127
4.2.7	Signification géologique des résultats traces de fission sur apatites	129
4.3	Phénomènes de surrection de la bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe	132
4.3.1	Contexte géologique des trois zones d'études	133
4.3.2	Echantillonnage	138
4.3.3	Résultats des datations AFT	138
4.3.4	Interprétation et discussion	146
4.4	Conclusion	148

4.1 Introduction

La géochronologie absolue sur roche magmatique prend son essor grâce à la radiochronologie en 1945. De nombreuses méthodes sont ainsi développées pour connaître l'âge d'une roche en se basant sur le principe de la désintégration radioactive de certains corps instables. Or, ces méthodes donnent un âge pour un système isotopique clos, sans perte ni apport de l'élément mesuré, dans un minéral donné. Lorsque la pression et la température varient, l'âge mesuré peut correspondre à l'âge des variations de température et pression.

On introduit le principe de thermochronologie, prenant en compte les phénomènes sensibles à la température. La température d'ouverture/fermeture du système isotopique d'un minéral devient un des points clefs de ce type de datation.

Dans une même roche, on peut obtenir plusieurs âges absolus. Par exemple, avec le système U-Pb sur zircons, on obtient un âge correspondant à une température de fermeture de plus de 900°C. On date ainsi la cristallisation de la roche. En utilisant la méthode Ar-Ar sur amphiboles et des feldspath-K, on détermine successivement l'âge de passage de la roche dans la gamme de températures 600-400°C puis entre 350-150°C. Quant à la datation par la méthode de traces de fission sur zircons et apatites, elle témoigne du passage de la roche dans la gamme de températures 320-220°C, puis de 120-60°C. La méthode (U-Th)/He sur apatites permet d'obtenir des âges de passage de la roche, correspondant à des températures encore plus basses, entre 80°C et 40°C.

En étudiant dans une même roche plusieurs minéraux différents, on peut alors retrouver le processus de refroidissement d'une roche mais également le processus de surrection-érosion-dénudation de la région d'étude. On applique ainsi ces méthodes pour contraindre les mouvements verticaux liés à des événements tectoniques, l'âge du ou des métamorphismes, l'évolution géomorphologique d'une région, l'histoire thermique des bassins sédimentaires, etc.

Au cours de ma thèse, j'ai abordé deux méthodes : l'Ar-Ar et les traces de fission sur apatites (AFT) sur roches magmatiques. La première technique axée sur des grains d'amphiboles, de plagioclases et de séricites est toujours en cours. La deuxième technique dite thermochronologique basse température a fourni des résultats intéressants qui vont être exposés dans cette partie.

Avec Thomas Maurin, nous nous sommes intéressés à trois zones regroupées à la frontière sud-ouest de la plaque Caraïbe : le massif de Majé au Panama, le massif de la Sierra Nevada de Santa Marta et la péninsule de la Guajira en Colombie. De nombreuses études géochronologiques ont été menées en Colombie mais beaucoup moins au Panama. Les études traces de fission sur apatites sont globalement beaucoup plus rares. Les zones d'études colombiennes sont topographiquement plus élevées par rapport à la zone d'étude panaméenne. Elles résultent d'une histoire géologique complexe différente entre elles. Puis au Néogène, lors du rapprochement et de l'accrétion Amérique Centrale/Amérique du Sud, ces histoires géologiques ont évolué vers une histoire commune.

Le but de cette étude est dans un premier temps de densifier la base de données thermochronologique de ce secteur, dans un deuxième temps de contraindre les mouvements verticaux de chaque massif, de déterminer leur origine, et pour finir de comprendre leur histoire commune.

J'aborderai dans ce chapitre tout d'abord la méthode AFT et la signification des résultats traces de fission, puis le contexte géologique de chaque zone et les résultats obtenus, et enfin j'interpréterai les résultats et les replacerai dans un contexte plus général.

4.2 De la méthodologie à l'expérimental

4.2.1 De l'observation à la naissance d'une méthode

La découverte initiale des traces de fission remonte aux années 50. En 1958, Young observa des cicatrices dans des cristaux de fluorure de lithium soumis à une irradiation puis attaqués chimiquement. L'année suivante, Silk et Barnes (1959) constatèrent au microscope électronique le même type de traces induites dans un cristal de muscovite sans attaque chimique préalable.

Trois ans plus tard, Price et Walker (1962a) reprenant les observations précédentes, montrèrent que le dommage résulte du passage d'un fragment de fission, observé sous un microscope optique

après une attaque chimique. Ils prouvèrent la même année, la présence de traces naturelles dites "fossiles" créés par la fission spontanée d'atomes d' ^{238}U (Price et Walker, 1962b). Les nouvelles observations de Maurette *et al.* (1964) et Fleischer et Price (1964) mirent en évidence la différence de taille entre les longueurs spontanées créées par la fission de l' ^{238}U et les longueurs artificielles dites induites de l' ^{235}U . Toutes ses observations et résultats préliminaires sont compilés par Fleischer *et al.* (1975) dans un premier temps.

Les premiers travaux de Naeser (1979), Wagner *et al.* (1977) et Wagner (1978) permirent d'établir une première méthode systématique appliquée aux problèmes géologiques. Les applications dans le domaine des géosciences de cette méthode se sont diversifiées au cours du temps comme la surrection d'un massif et l'histoire thermique d'un bassin (Naeser *et al.*, 1989; Wagner et Van den Haute, 1992; Gallagher *et al.*, 1998; Van den Haute et De Corte, 1998; Dumitru, 2000; Gleadow *et al.*, 2002).

4.2.2 Fission et traces de fission

Cette méthode thermochronologique basse température repose sur le principe de la désintégration radioactive de l'uranium compris dans des minéraux d'apatites, de zircons ou de titanites. Cette étude s'est concentrée sur les minéraux d'apatites.

L'uranium naturel est composé de trois isotopes ^{234}U , ^{235}U et ^{238}U . Ces isotopes sont instables au cours du temps et vont se scinder en deux, ce qu'on appelle ici la fission spontanée. La fission d'un de ces isotopes va produire deux ions fils que l'on appelle "fragments de fission" et va libérer quelques neutrons et une énergie de l'ordre de 200 MeV. Cette énergie principalement sous forme cinétique va projeter ces fragments de fission dans des directions opposées. Le tableau (Tab. 4.1) résume l'abondance relative, le temps de demi-vie et le temps de demi vie de fission spontanée des trois isotopes de l'Uranium, capable de produire des traces de fission.

	Relative abundance (compared to ^{238}U)	Total half-life (years)	Spontaneous fission half-life (years)
^{232}Th	4^d	1.40×10^{10a}	1.0×10^{21c}
^{234}U	5.44×10^{-5}	2.46×10^{5b}	1.5×10^{16b}
^{235}U	7.25×10^{-3}	7.04×10^{-8a}	1.0×10^{19b}
^{238}U	1	4.47×10^9a	8.2×10^{15b}

TABLE 4.1 – Abondance relative comparée à l' ^{238}U , temps de demi-vie (années) et temps de demi-vie d'une fission spontanée (années) pour ^{232}Th , ^{234}U , ^{235}U et ^{238}U d'après Wagner et Van den Haute (1992). Les lettres en exposant montrent la référence des données : a Steiger and Jager (1977), b Holden (1989), c Baard et al. (1989), et d Geochemical average.

Le passage de ces fragments est alors enregistré dans un matériel solide non conducteur ou semi conducteur de grande résistivité comme par exemple les minéraux, verres et plastiques. Lorsque le phénomène de fission spontanée se produit dans un minéral, une désorganisation locale du réseau cristallin par ionisation s'effectue le long de la trajectoire des fragments, appelé "pic d'explosion ionique" par Fleischer *et al.* (1975) (Fig. 4.1). Des déplacements électrostatiques entre atomes puis la relaxation et la déformation élastique produisent une zone cylindrique déprimée appelée "trace latente" (Fig. 4.1). Le diamètre de la trace est très faible et sa longueur est comprise entre 15 et 25 μm selon l'espèce minérale et le poids du fragment éjecté (Wagner et Van den Haute, 1992).

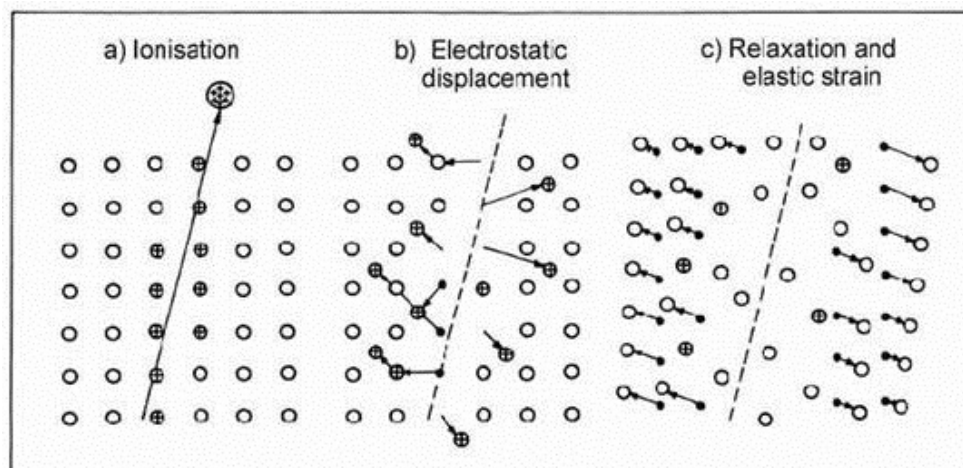


FIGURE 4.1 – Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission dans un minéral d'après Fleischer *et al.* (1975).

Pour observer ces traces latentes au microscope optique, une attaque chimique est alors nécessaire. Cette étape modifie l'appellation "trace latente" en "trace révélée". Le comptage de ces traces de fission est l'élément clef de ce type de datation. Il existe plusieurs techniques de comptage mais deux méthodes sont couramment utilisées :

- La technique du détecteur externe, EDM (external detector method)
- La méthode par spectrométrie de masse, LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

La première méthode sera celle appliquée lors de cette étude et sera donc détaillée dans le paragraphe suivant.

4.2.3 Préparation des échantillons et technique du détecteur externe

Afin d'obtenir une population d'apatites satisfaisante pour la technique du détecteur externe et celle de la distribution des longueurs confinées, il est nécessaire de réaliser plusieurs étapes de préparation. J'ai réalisé ces étapes à l'Université de Nice Sophia Antipolis sous la direction de Florence Bigot Cormier, avec l'aide de Michel Manetti, puis à l'Université de Grenoble, à Isterre sous la direction de Mathias Bernet.

La première étape consiste à broyer la roche, puis à tamiser le broyat pour ne sélectionner que les fractions susceptibles de contenir des apatites, c'est à dire : 80-125 μm et 125-200 μm . Ces fractions sont ensuite nettoyées à l'eau claire puis à l'eau distillée.

La seconde étape permet d'extraire les minéraux et grains d'autres natures pour ne garder que les apatites et zircons. Dans un premier temps, on passe un aimant à la main sur les fractions tamisées pour extraire les grains les plus magnétiques (tels que la magnétite), puis les poudres sont insérées dans le séparateur électromagnétique isodynamique (Frantz) lancé petit à petit à puissance maximale. A ce stade, on récupère dans la fraction non attirable, les minéraux tels que les apatites et zircons ainsi que les minéraux tels que les calcites, feldspaths et feldspathoïdes, muscovites, quartz, dolomites et fluorines. Pour séparer les apatites et zircons des autres grains,

la poudre est mélangée à une solution de forte densité ici le bromoforme. Cette opération a pour effet d'entraîner les minéraux denses, apatites et zircons au fond du ballon de décantation. Les apatites et zircons sont alors nettoyés à l'alcool et à l'eau distillée et enfin sélectionnés sous une loupe binoculaire.

La troisième étape consiste à créer une pastille de résine contenant des apatites. Pour cela il est nécessaire de créer deux pastilles, l'une pour la technique du détecteur externe et la seconde pour la technique de la distribution des longueurs confinées. Les apatites sont placées de préférence, parallèlement à l'axe *c* (axe de croissance du minéral) sur la surface plane d'un moule en téflon, on y verse un mélange de résine et de durcisseur. Lorsque le mélange est sec, il faut polir la surface de la pastille pour dégager les apatites de la résine qui les recouvre.

La quatrième étape diffère pour la technique du détecteur externe et de la distribution des longueurs confinées.

Dans le premier cas (Fig. 4.2), les pastilles sont plongées dans une solution d'acide nitrique à 20°C durant 20 secondes, pour révéler les traces de fission spontanées à la surface du minéral. La pastille est immédiatement immergée dans une solution basique dans le but d'arrêter la réaction d'attaque chimique. Une feuille de muscovite servant de détecteur externe est ensuite collée sur la pastille. Les pastilles, placées dans une colonne contenant aux extrémités plusieurs standards, sont alors envoyées pour irradiation durant 6.5 à 7 min dans le réacteur neutronique thermique FRM II reactor de Munich en Allemagne. De retour, les feuilles de mica sont attaquées chimiquement par une solution d'acide fluorhydrique durant 18 ± 0.1 min à $20 \pm 1.0^\circ\text{C}$. Cette opération a pour effet de révéler les traces de fission induites.

La dernière étape consiste à monter les pastilles et micas sur des lames, pour comptage au microscope à lumière transmise et réfléchie.

Pour la méthode de la distribution des longueurs confinées, expliquée dans la partie suivante, les pastilles une fois polies sont directement envoyées en Australie à l'Université de Melbourne pour une irradiation au ^{252}Cf . De retour, les pastilles sont plongées dans une solution acide durant 20 ± 0.2 secondes à $21 \pm 1.0^\circ\text{C}$ afin de révéler les traces confinées.

4.2.4 Distributions des longueurs confinées

La mesure des longueurs confinées permet d'améliorer l'interprétation des âges traces de fission en donnant des indications importantes sur l'histoire thermique et le contexte géologique de chaque échantillon.

Une trace confinée est par définition une trace de fission spontanée qui n'est pas recoupée par le plan de polissage mais visible sous un microscope optique grâce à une attaque chimique (Fig. 4.3, A). Ces traces ne sont visibles que lorsque l'acide a pu s'infiltrer à l'intérieur du grain. On distingue donc (Fig. 4.3, B) : les TINTs, "tracks in track", les TINCLEs, "tracks in cleavage" et les TINDEFs, "tracks in defect of fluid or soluble mineral inclusion". Seulement les traces horizontales de type TINTs sont mesurées. En effet, une trace confinée intersectant un clivage, une inclusion soluble ou un défaut de fluide (TINDEFs), peut entraîner l'apparition d'une trace de fission anormalement longue (Fig. 4.3, C).

Une irradiation au ^{252}Cf permet d'augmenter de 20 fois la présence de TINTs dans un grain d'apatite (Donelick *et al.*, 2005) ce qui rend la recherche des traces horizontales plus aisée.

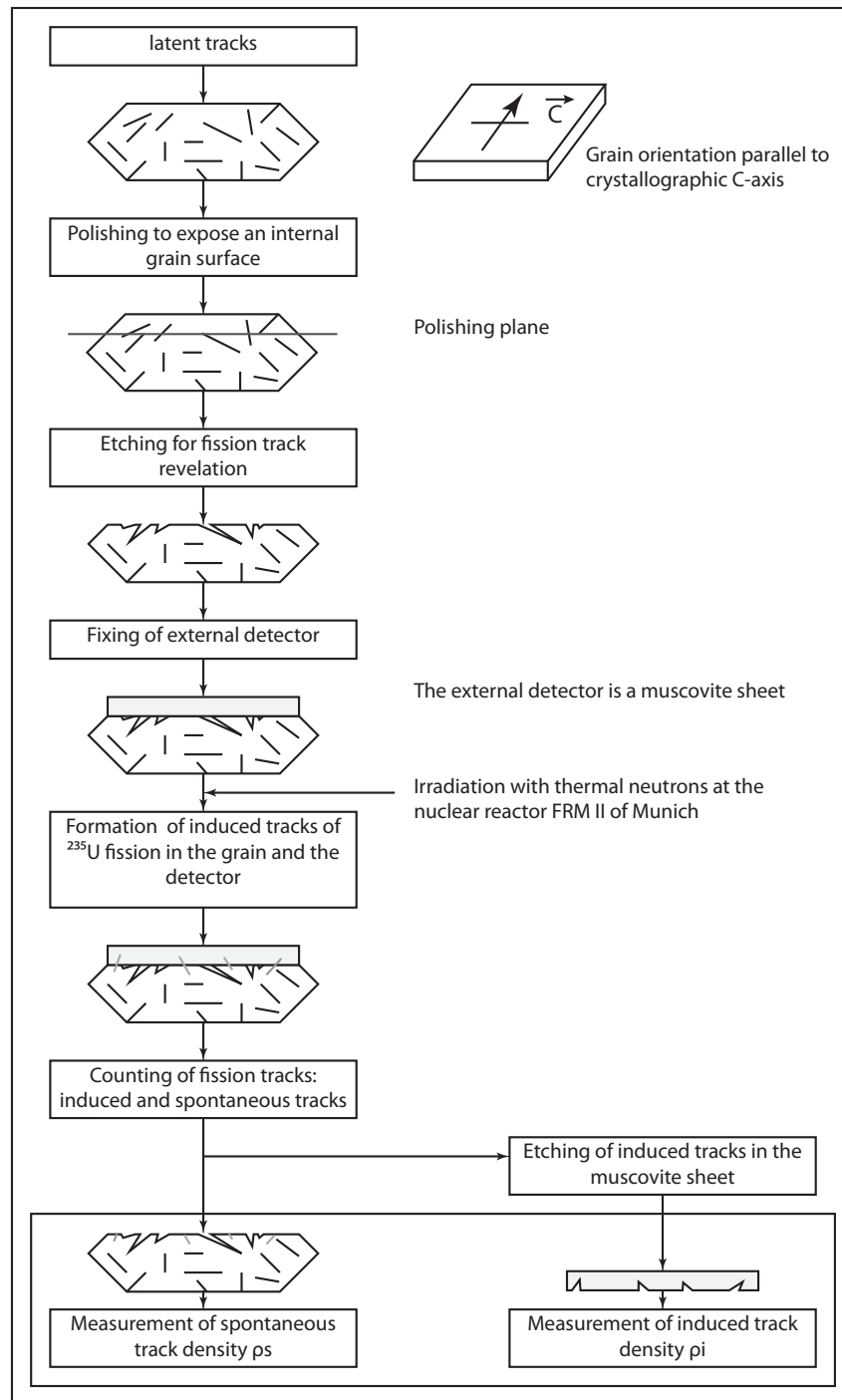


FIGURE 4.2 – Schéma des différentes étapes de préparation des apatites pour le comptage par la méthode du détecteur externe d'après Bigot-Cormier (2002).

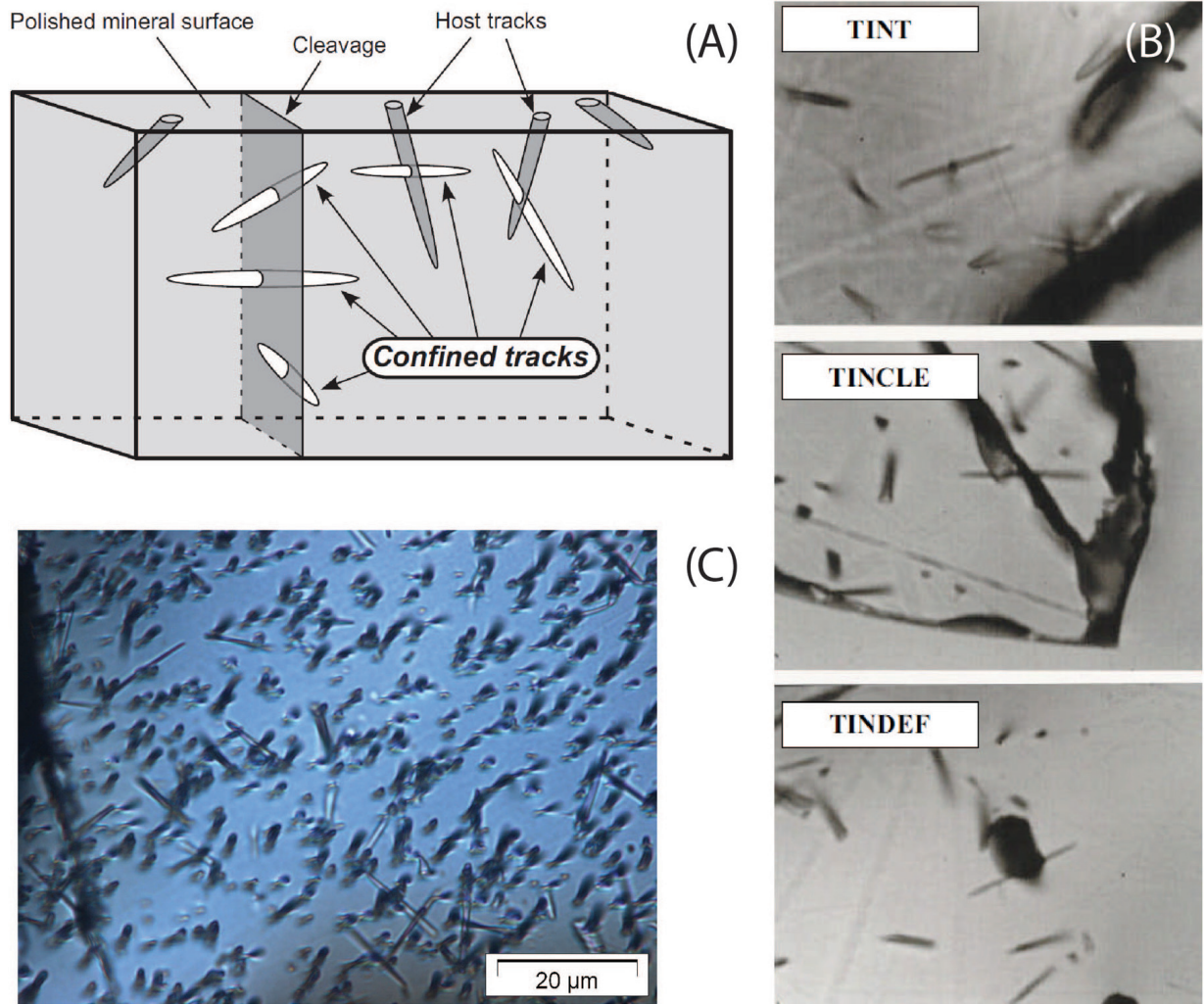


FIGURE 4.3 – (A) : Schéma illustrant dans un minéral attaqué les traces confinées en trois dimensions : on peut retrouver ici les TINCLES (tracks in cleavage) et les TINTs (Tracks in track), issu de Tagami et O’Sullivan (2005). (B) : Photographies des trois types de traces confinées dans un grain d’apatite, issues de Donelick *et al.* (2005). TINDEF signifie Track in defect or fluid or soluble mineral inclusion. (C) : Photographie des traces confinées dans un grain d’apatite soumis à l’irradiation au ^{252}Cf puis attaqué chimiquement de l’échantillon 030217.

4.2.5 L’équation dérivant de la technique du détecteur externe

Les traces de fission sont issues d’un processus de désintégration nucléaire obéissant comme la radioactivité, à une loi de décroissance exponentielle. En principe, un âge radiométrique est donné par le nombre de nucléides Père et Fils dans un matériel et la constante de décroissance radioactive du Père.

Dans la méthode AFT (Tagami et O’Sullivan, 2005), on a respectivement le nombre d’ ^{238}U par unité de volume, ^{238}N , le nombre de traces de fission spontanées par unité de volume, N_s , et sa constante de décroissance pour la fission spontanée, λ_F . Sachant que ^{238}U décroît par émission

APPORTS DES ANALYSES THERMOCHRONOLOGIQUES PAR TRACES DE FISSION SUR APATITES

α dont la constante de décroissance radioactive λ_α ($1.55125 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$) est bien plus grande que celle des traces de fission spontanées, l'équation de N_s s'écrit de la manière suivante :

$$N_s = \frac{\lambda_F}{\lambda_\alpha} {}^{238}\text{N} [\exp(\lambda_\alpha t) - 1] \quad (4.1)$$

Ne connaissant pas ${}^{238}\text{N}$, on détourne le problème en déterminant le nombre de traces de fission induites par unité de volume N_i . Pour cela, une réaction artificielle de fission de ${}^{235}\text{U}$ par irradiation dans un réacteur nucléaire est utilisée. N_i est donné par l'équation suivante :

$$N_i = {}^{235}\text{N} \sigma \Phi \quad (4.2)$$

où ${}^{235}\text{N}$ est le nombre de ${}^{235}\text{U}$ par unité de volume, σ est la section efficace de ${}^{235}\text{U}$ par capture de neutrons thermiques ($580.2 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$) et Φ est la Fluence neutronique (n/cm^2) du réacteur. Le rapport isotopique de l'uranium est constant et nommé $I = {}^{235}\text{N}/{}^{238}\text{N} = 7.2527 \times 10^{-3}$. En intégrant I dans l'équation qui donne l'âge, on obtient :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_F} \right) \left(\frac{N_s}{N_i} \right) I \sigma \Phi \right] \quad (4.3)$$

Cependant les traces de fissions attaquées chimiquement ne sont observables que sur la surface polie (2D) de l'apatite :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_F} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) I g Q \sigma \Phi \right] \quad (4.4)$$

où ρ_s et ρ_i correspondent respectivement à la densité de surface des traces spontanées et à la densité de surface des traces induites. Q est un facteur intégré d'enregistrement et d'efficacité d'observation des traces de fission. g correspond au facteur de géométrie (= 0.5) dépendant de la surface attaquée. Dans cette équation λ_F n'est pas bien déterminé, tandis que Q et Φ sont généralement difficiles à mesurer. Bien qu'il soit possible de déterminer ces constantes et de calculer un âge t absolue, la calibration d'un Zeta (ζ) est recommandée et actuellement utilisée de façon commune. La Fluence Φ conventionnellement proportionnelle à la densité de traces induites ρ_m mesurée sur un moniteur, ici le verre IRMM 540R 15 ppm d'uranium, est donnée par la relation :

$$\Phi = B \rho_m \quad (4.5)$$

où B est une constante caractéristique du dosimètre. En détaillant la Fluence, l'équation d'âge devient :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_F} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) I g Q \sigma B \rho_m \right] \quad (4.6)$$

B étant une constante empirique de calibration demandant une expérimentation lourde, on définit le facteur de calibration en âge :

$$\zeta = B \frac{I \Phi}{\lambda_F} \quad (4.7)$$

En intégrant la formule mathématique développée de Zeta, la forme finale de l'équation d'âge s'écrit de la façon suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \lambda_\alpha g \sigma \rho_m \zeta \right] \quad (4.8)$$

ζ est une constante déterminé expérimentalement par calibration à partir d'échantillons standards, minéraux ou verres volcaniques d'âges bien connus. La valeur de ce paramètre varie selon la Fluence neutronique du réacteur nucléaire et doit être déterminée par chaque observateur, en fonction de ses conditions de révélation et d'observation des traces. Q est un facteur empirique analysé à partir d'échantillons d'âge connu et inconnu. Cependant, dans la pratique ce facteur est négligeable devant ζ et donc ignoré dans l'analyse de routine, raison pour laquelle il disparaît dans l'équation finale. L'observateur doit donc déterminer les paramètres suivants : ρ_m , ζ , ρ_s et ρ_i .

4.2.6 Moyens expérimentaux mis en œuvre pour la détermination de l'équation d'âge

Les pastilles contenant les apatites sont montées dans une colonne contenant à chaque extrémité deux verres IRMM 540R enrichis à 15 ppm d'uranium, et d'apatites standards Durango montées dans une pastille et recouverte d'une feuille de mica. A la fin de l'irradiation et de retour au laboratoire, les deux verres et les feuilles de mica sont décollés et placés sur des lames en verre (Fig. 4.4). Une fois cette opération effectuée, on peut commencer le travail de comptage à partir

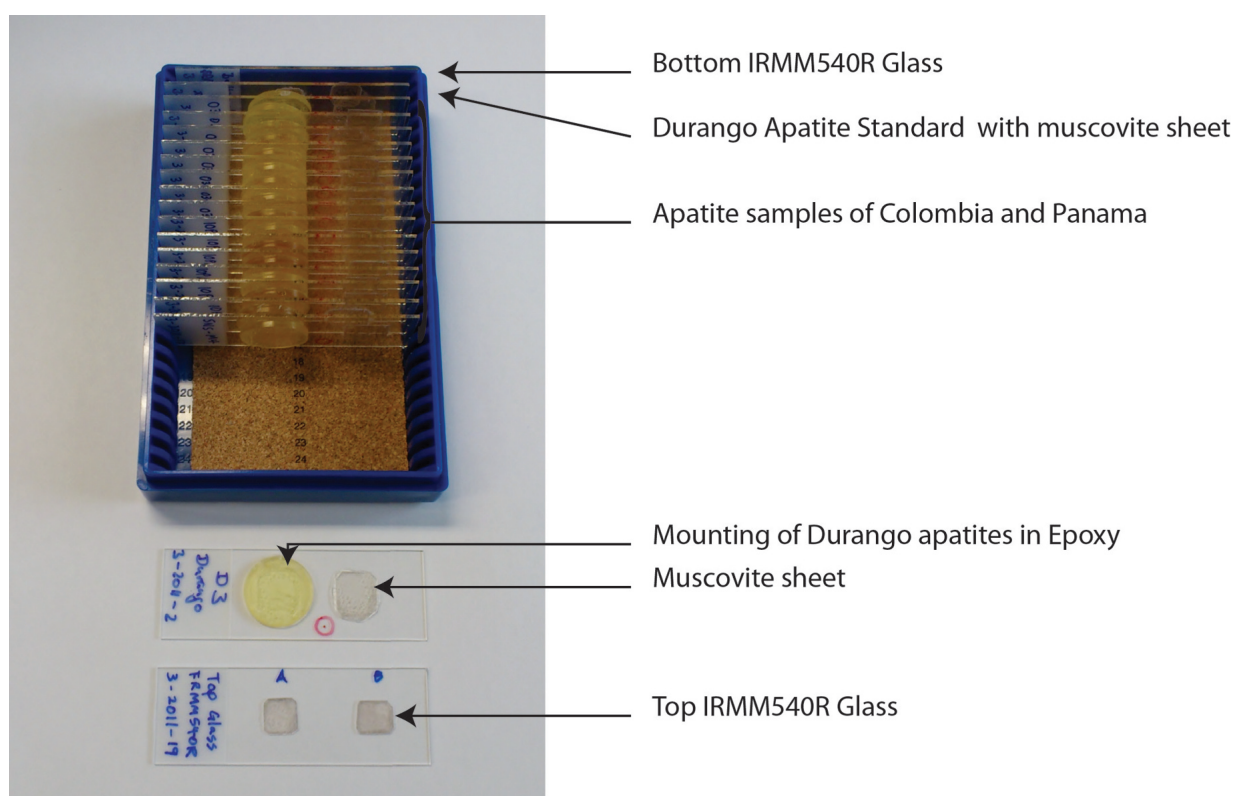


FIGURE 4.4 – Montage des échantillons pour comptage sous un microscope optique. La colonne contient 15 échantillons, 2 standards apatites Durango et des verres moniteurs placés en haut et en bas de la colonne. Tous sont placés sur une lame en verre.

d'un microscope optique, relié à une tablette et un ordinateur.

4.2.6.1 Détermination de la Fluence

La Fluence se calcule à partir de l'équation suivante : $\Phi = B\rho_m$. Il faut donc déterminer ρ_m . Pour cela, il est nécessaire de compter un nombre important de traces de fissions sur les verres moniteurs placés en haut et en bas de la colonne, en fonction de la surface analysée. En pratique, on obtient après avoir rentré les valeurs dans un programme "FLUENCE.EXE" réalisé par M. Brandon en 1997, le nombre de traces de fissions par cm^2 en fonction du placement de l'échantillon dans la colonne.

Cette première étape se fait sur plusieurs verres de différentes irradiations pour habituer l'utilisateur au comptage et pour familiariser son œil à la reconnaissance des traces de fission. Elle permet également de déterminer le Zeta par la suite.

4.2.6.2 Détermination de Zeta

Le calcul de Zeta s'effectue dans mon étude à partir des apatites standards de Durango, provenant du Mexique (Fig. 4.5, D), dont l'âge a été déterminé grâce à plusieurs méthodes de datation et, estimé à 31.4 ± 0.2 Ma (Naeser et Fleischer, 1975; Jonckheere *et al.*, 1993; McDowell *et al.*, 2005). La méthode consiste à évaluer la densité de traces spontanées ρ_s sur une quinzaine d'apatites et la densité de traces induites ρ_i sur le détecteur externe. On réalise cette étape pour les deux pastilles d'apatites Durango de sa propre irradiation mais aussi avec des pastilles venant d'irradiations antérieures, en particulier les irradiations où l'on a calculé précédemment la Fluence. Un Zeta dont on rappelle la formule $\zeta = B \frac{I\Phi}{\lambda_F}$, en est déduit à partir d'un logiciel "ZFACTOR.EXE" réalisé par M. Brandon en 1995 en utilisant la procédure de calibration de Hurford et Green (1983). La moyenne pondérée des Zetas avec erreur standard est calculée à partir du logiciel "ZETAMEAN.EXE" développé par M. Brandon en 2001. La valeur de Zeta, ζ , est donnée en $an.cm^2$. Dans mon cas, j'ai calculé un ζ moyen à partir de 3 irradiations contenant chacune deux standards Durango (4.2). La valeur moyenne en 2012 est de 295.16 ± 5.75 (Tab.4.2).

Sample	Zeta	grain-only SE	Total SE	2*grain-only SE
DUR3-2011	279.60	13.00	13.20	26.00
DUR4-2011	262.14	17.00	17.10	34.00
DUR1-6-2011-2	347.82	10.30	10.50	20.60
DUR2-6-2011-17	316.33	19.20	19.30	38.40
DUR3-10-2010-2	276.74	11.10	11.20	22.20
DUR4-10-2010-21	260.67	13.20	13.30	26.40
MEAN	295.16		5.75	11.51

TABLE 4.2 – Détermination du ζ sur apatites Durango avec détecteur externe IRMM 540R. SE signifie standard error.

4.2.6.3 Détermination de la densité de traces spontanées et induites

Le comptage des traces s'effectue au microscope optique (Fig. 4.5, A) avec un grossissement x1000, à l'aide d'une grille de comptage placée dans un des oculaires. La mesure des traces se réalise grâce à une tablette digitale et d'un curseur équipé d'une diode électroluminescente. Une fois la calibration géométrique faite du microscope, on peut se déplacer du grain d'apatite où l'on

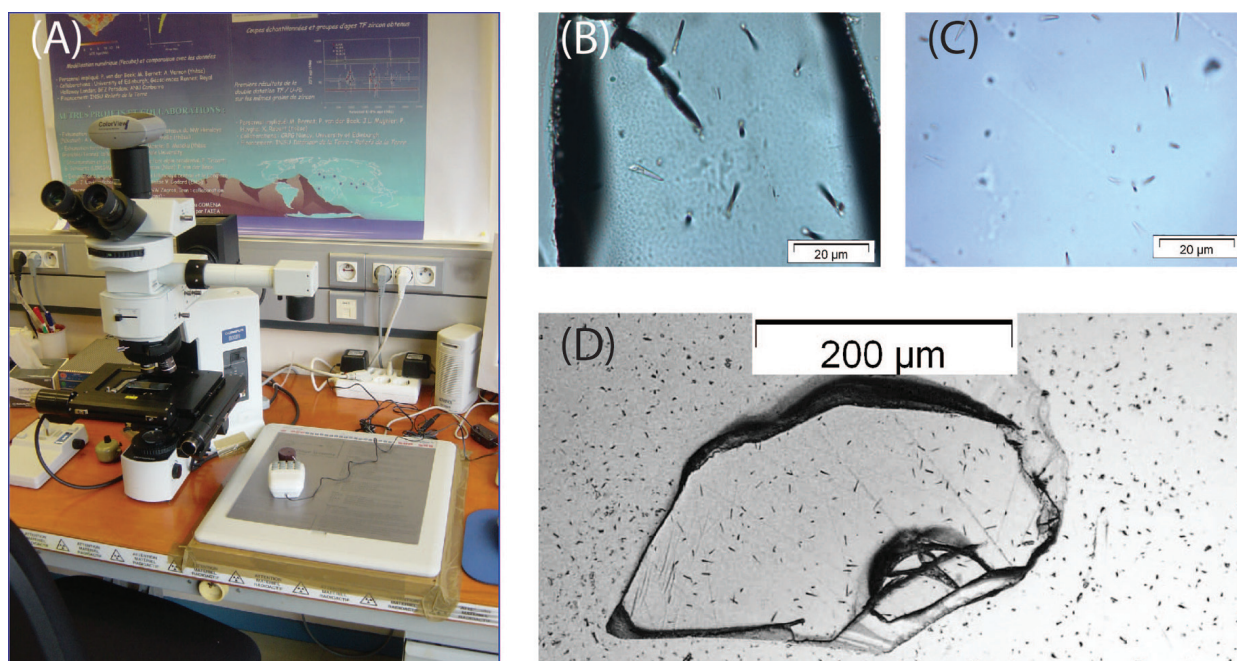


FIGURE 4.5 – Gauche : (A) photographie du microscope à lumière transmise et réfléchié équipé de la tablette digitale, du curseur et d'une caméra, relié à un ordinateur. Photographie prise par M. Bernet, au laboratoire ISTerre de l'Université de Grenoble. Droite : Photographies de traces de fission attaquées chimiquement : (B) traces de fission spontanée dans un grain d'apatite de l'échantillon 030210, (C) traces de fission induites sur le détecteur externe, feuille de muscovite, (D) grain d'apatite standard Durango de 31.4 ± 0.2 Ma.

mesure les traces spontanées (Fig.4.5,B) vers la surface du mica (Fig. 4.5, C) qui lui faisait face lors de l'irradiation pour mesurer les traces induites.

4.2.6.4 Détermination de la densité de traces confinées horizontales

Le but de la technique est de mesurer la longueur des traces confinées horizontales à l'aide du microscope optique, sur environ une centaine de traces spontanées, quand cela est possible. On obtient alors une distribution des longueurs représentative de l'échantillon. Une calibration à partir de la mesure de longueurs de traces sur des apatites Durango est effectuée préalablement. Des paramètres comme le D_{par} , (moyenne arithmétique du diamètre de la cicatrice issu de l'irradiation au ^{252}Cf , parallèle à l'axe c de l'apatite) et l'orientation de la longueur horizontale par rapport à l'axe c sont importants lors de la modélisation de l'histoire thermique de l'échantillon à partir du logiciel HeFTy (Ketcham, 2005).

4.2.7 Signification géologique des résultats traces de fission sur apatites

Que représente un âge traces de fission sur apatite ?

Cet âge correspond au temps qui s'écoule depuis la période de formation des premières traces fossiles, dans le cas simple d'un refroidissement. Cependant, certaines histoires géologiques com-

plexes perturbent les grains d'apatites. Un réchauffement du grain et donc de la roche va provoquer des changements de propriétés des traces de fission fossiles. En effet, à une certaine température, le réseau cristallin endommagé par le passage des fragments de fission se réorganise. Les longueurs de traces peuvent alors diminuer, voire même disparaître. On introduit alors la notion de *Partial Annealing Zone* (PAZ), ou en français zone de rétention partielle (ZRP) (Wagner et Storzer, 1972). On distingue alors trois zones (Fig. 4.6) :

- *La zone I, au delà de $\sim 120^{\circ}\text{C}$* : les traces de fission se forment mais la température est telle que le réseau cristallin se réorganise rapidement et les traces disparaissent. On appelle cette zone, la zone d'instabilité totale (ZIT) en français ou *Total Annealing Zone* (TAZ) en anglais.
- *La zone II, entre $\sim 120^{\circ}\text{C}$ et $\sim 60^{\circ}\text{C}$* : le réseau cristallin se réorganise partiellement à la suite du passage des fragments de fission. C'est la Zone de Rétention Partielle (ZRP) en français ou *Partial Annealing Zone* (PAZ), dans laquelle les longueurs des traces dépendent d'une température à une profondeur donnée. On constate alors que les longueurs de traces sont plus grandes vers une température de 60°C et plus courtes vers les températures plus élevées.
- *La zone III, en deçà de $\sim 60^{\circ}\text{C}$* : le réseau cristallin ne se réorganise que très peu et l'on considère alors que les traces sont stables et possèdent leur longueur maximum. C'est la Zone de Stabilité Totale (ZSP) en français ou *Total Stability Zone* (TSZ) en anglais.

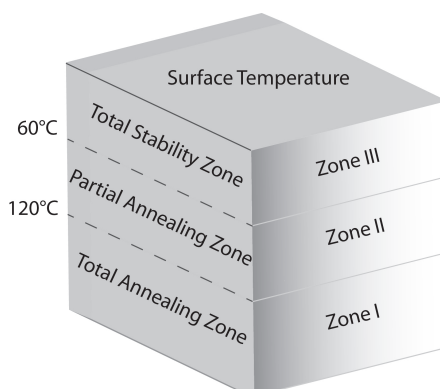


FIGURE 4.6 – Schéma montrant les zones de stabilité total, de recuit partiel et de recuit total pour l'apatite en fonction de la température

Cependant le concept de PAZ est simplificateur car les températures limites varient quelque peu en fonction : - du temps de résidence d'une apatite à une température donnée, - du taux de variation thermique, soit réchauffement ou refroidissement, et - des teneurs relatives en chlore et fluor de l'apatite. De manière générale, l'âge trace de fission représente l'âge du dernier refroidissement de l'apatite, c'est à dire l'âge apparent, mais cette information n'est pas suffisante pour connaître son histoire géochronologique.

On complète alors l'interprétation de cet âge par la mesure des longueurs confinées, décrite précédemment. La distribution des longueurs de traces dans un échantillon ainsi dévoilera son histoire temps-Température de refroidissement dans la PAZ et la durée relative passée entre 60°C et la température de surface, zone TSZ. Une modélisation de l'histoire thermique sera ainsi réalisée en dessous de 120°C .

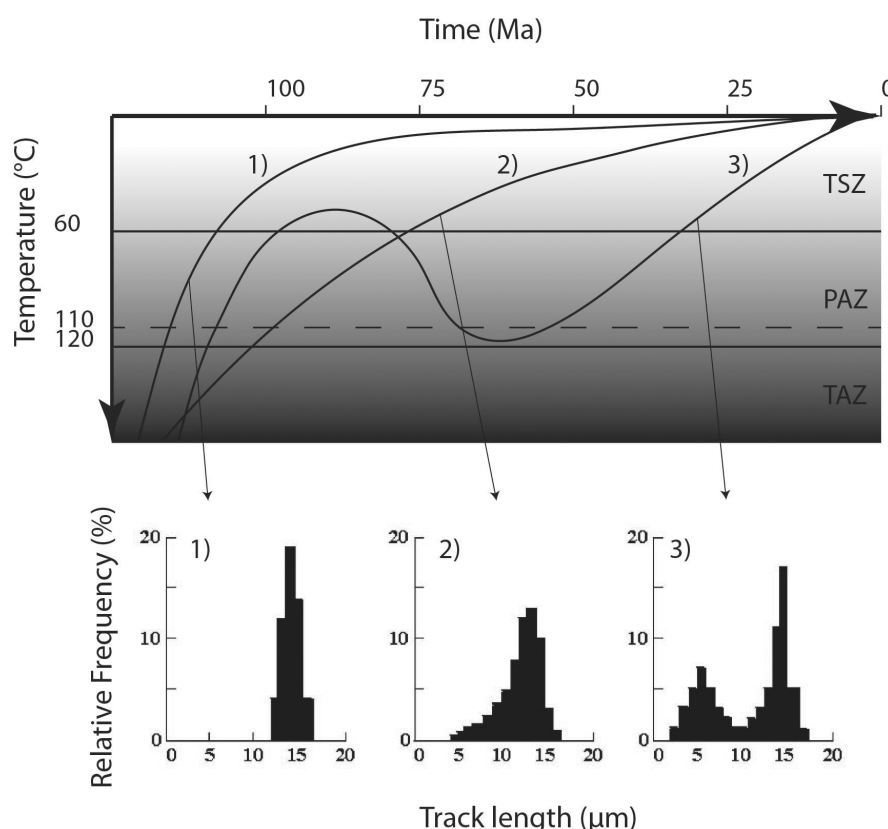


FIGURE 4.7 – Diagramme représentant les différentes histoires thermiques possible déterminées pour un échantillon en fonction de la distribution des longueurs de traces confinées d'après Bigot-Cormier (2002). 1) : refroidissement rapide, 2) : refroidissement simple, 3) : histoire complexe.

Il existe plusieurs scénarios de refroidissement pour un échantillon, la figure 4.7 montre trois parcours type pour un minéral d'un échantillon dans l'espace temps-Température et la distribution des longueurs confinées, associée et son interprétation géologique :

- la courbe 1) montre le trajet d'une roche ayant subi un refroidissement très rapide. Les longueurs de traces confinées ont une longueur moyenne de 14 à 15 μm , avec une déviation standard proche de 1 μm essentiellement dû au fait que la roche a passé un temps très court dans la PAZ. On peut interpréter ce résultat par la mise en place et le refroidissement rapide d'une roche volcanique ou bien par une exhumation rapide de la roche par dénudation tectonique.
- la courbe 2) marque le trajet d'une roche ayant subi un refroidissement simple et plus lent. La roche a ainsi séjourné plus longtemps dans la PAZ, ce qui implique une longueur moyenne des traces confinées plus courte de 13 μm et une déviation standard comprise entre 1.2 et 1.9 μm . On explique ce résultat par un processus de surrection-érosion et dénudation progressif.
- la courbe 3) exhibe le cas d'un parcours complexe comprenant un refroidissement rapide puis un réchauffement de la roche avec un passage dans la PAZ, puis un refroidissement. Les longueurs de traces confinées reflètent alors cette histoire complexe avec une population de traces assez courte liée au réchauffement et une population de traces assez longue formée

après le passage dans la PAZ. Il en résulte souvent une distribution bimodale. On traduit géologiquement ce type de parcours par un enfouissement de la roche sous une couverture sédimentaire de type bassin, ou par un métamorphisme de contact ou encore à la suite de circulation de fluides hydrothermaux.

Il apparaît clairement que le taux de surrection-érosion influence de façon majeure les résultats traces de fission. Ce taux peut alors être estimé en prenant en compte le gradient géothermique de la région étudiée.

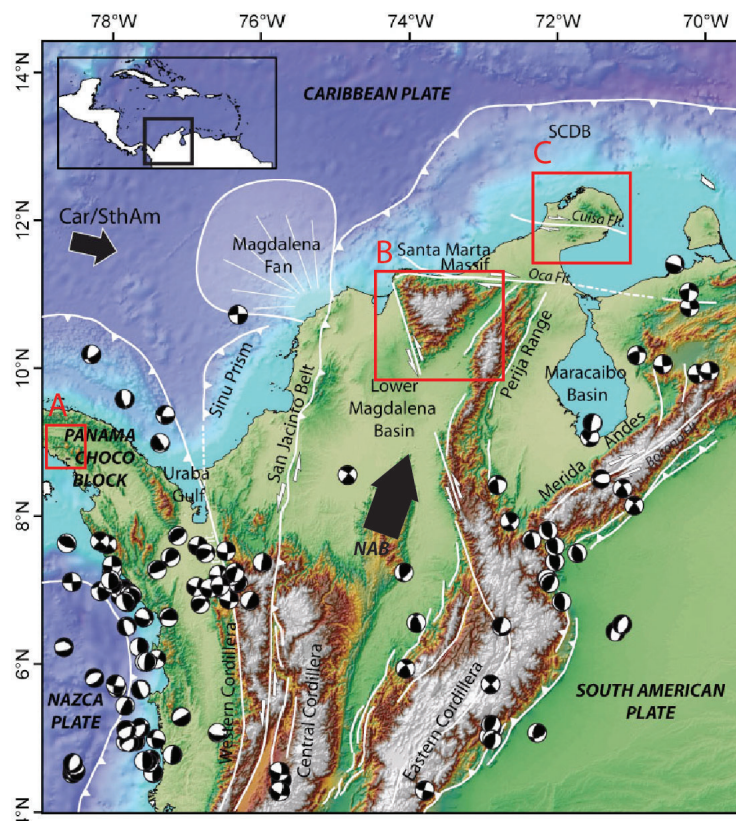


FIGURE 4.8 – Carte tectonique de la bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe d'après Maurin (2012), incluant les zones d'étude AFT (Panama et Colombie) : A, le Massif de Majé B, le Massif de Santa Marta et C, la Péninsule de la Guajira. Les mécanismes au foyer des séismes crustaux (catalogue Global CMT) ont été représentés (0-30 km).

4.3 Phénomènes de surrection de la bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe

Au cours de l'année 2010, deux missions de terrain du projet GIR-CAR ont été réalisées en collaboration avec une équipe de géologie du *Smithsonian Tropical Research Institute* (STRI) dirigée par Camilo Montes (Panama et Colombie) et l'*Universidad Nacional de Colombia* avec Andréas Kammer (Colombie).

Une première mission en Colombie, a permis à Thomas Maurin de réaliser une étude géologique et un échantillonnage dans la péninsule de la Guajira (Fig. 4.8.C) et dans le massif de Santa Marta (Fig. 4.8.B).

Une seconde mission d'exploration géologique dans le massif de Majé (Panama) avec Camilo Montes, Rory McFadden et Diego Ramirez m'a permis de réaliser un échantillonnage de ce massif (Fig. 4.8 A).

Dans un premier temps, je vais décrire de façon succincte le contexte géologique des trois zones d'étude puis je détaillerai les caractéristiques des échantillons, je présenterai ensuite nos résultats AFT, que j'ai obtenu durant mon séjour à Grenoble au laboratoire d'Isterre, et enfin leur interprétation géochronologique.

4.3.1 Contexte géologique des trois zones d'études

Panama : le massif de Majé

Le massif de Majé se situe dans le bloc Chocó -Panama. Il est bordé : - au sud par la terminaison ouest du bassin de Sambu, - et au nord par le bassin de Chucunaque (Fig.4.9). A l'est, les plis en échelon de la Sanson Hills Fault Zone et le massif de Congo forment les reliefs liés au régime transpressif récent et actuel (détaillé dans le chapitre précédent).

Les formations et complexe rencontrés dans le massif de Majé sont décrites dans le chapitre stratigraphie de cette thèse. De manière générale, le massif de Majé est constitué du Complexe de San Blas où seules les roches de l'arc volcanique affleurent, cherts, brèches volcaniques et épanchements de basaltes à basaltes andésitiques, puis discordante sur le Complexe affleure, la Formation volcano-détritique de Darien de l'Eocène moyen-Oligocène supérieur et enfin la Formation sédimentaire de la Clarita du Miocène inférieur. Une couverture sédimentaire du Miocène moyen-supérieur vient recouvrir en discordance angulaire la bordure nord du massif. La topographie du massif est créée par des intrusions en dykes et sills d'andésites et d'andésites dacitiques datées par Whattam *et al.* (2012) de 18.9 ± 0.4 Ma par la méthode U-Pb sur zircon et d'affinité adakitique (Fig.4.9).

La position géologique du massif de Majé au cours du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène moyen, c'est à dire lors de la subduction de la plaque Farallon, était de type fore-arc et soumis à un régime majoritairement compressif. La morphologie en bordure du bassin de Chucunaque-Tuira laisse penser à l'apparition de failles normales à pendage vers le nord, nord-est guidant la formation du bassin à partir de l'Eocène moyen. Le massif présente la forme d'un horst. Ces failles normales sont reprises en jeu inverse au cours du Miocène moyen, puis le régime compressif devient transpressif jusqu'à l'actuel.

Colombie : La Sierra Nevada Santa Marta (SNSM)

Le massif de Santa Marta de haute altitude (sommet à 5775 m) et de géométrie originale (triangulaire) est bordé par deux failles décrochantes : au nord la faille d'Oca et à l'ouest la faille de Santa Marta (Fig. 4.10 A). Sa seconde particularité vient de l'anomalie de Bouguer qui est fortement positive et qui implique une absence de racine crustale (Maurin, 2012). Plusieurs hypothèses ont été avancées afin d'expliquer le maintien du relief actuel comme un support flexural de la plaque plongeante incurvée, un upwelling du Moho sous la SNSM, un détachement de slab ou un échappement tectonique crustal vers le NW découplé du manteau (Ceron-Abril, 2008).

APPORTS DES ANALYSES THERMOCHRONOLOGIQUES PAR TRACES DE FISSION SUR APATITES

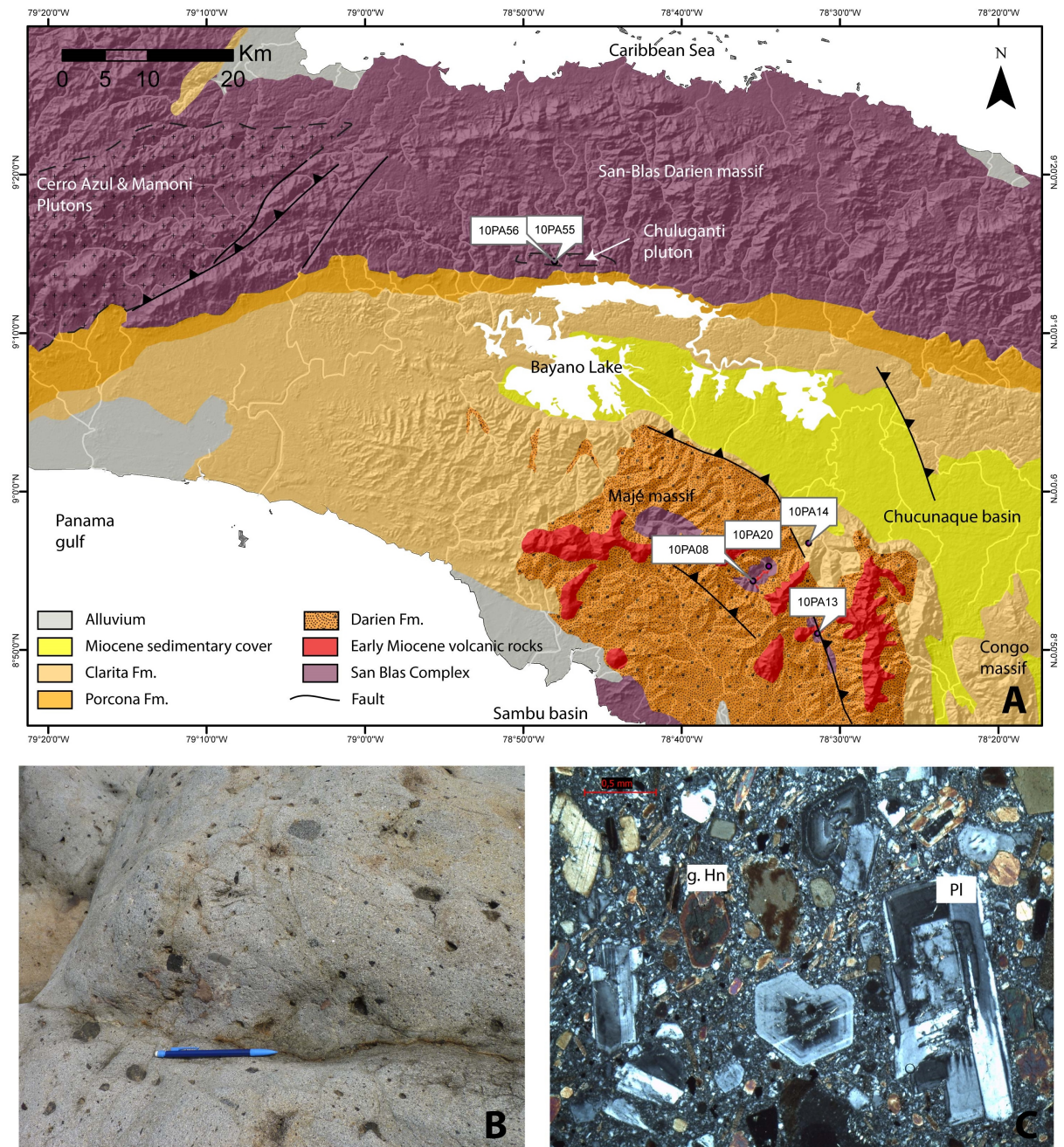


FIGURE 4.9 – A. Carte géologique simplifiée du massif de Majé avec localisation des échantillons AFT, B. Photographie de l’affleurement d’andésites de Majé, échantillon 10PA14, C. Photographie de la lame mince de 10PA14, montrant des phénocristaux d’hornblendes vertes et plagioclases zonés en grande quantité.

Cette étude s’attachera seulement à comprendre les phénomènes de surrection de la bordure NW de la SNSM.

Cette région se compose du Complexe de Santa Marta comprenant quatre unités stratigra-

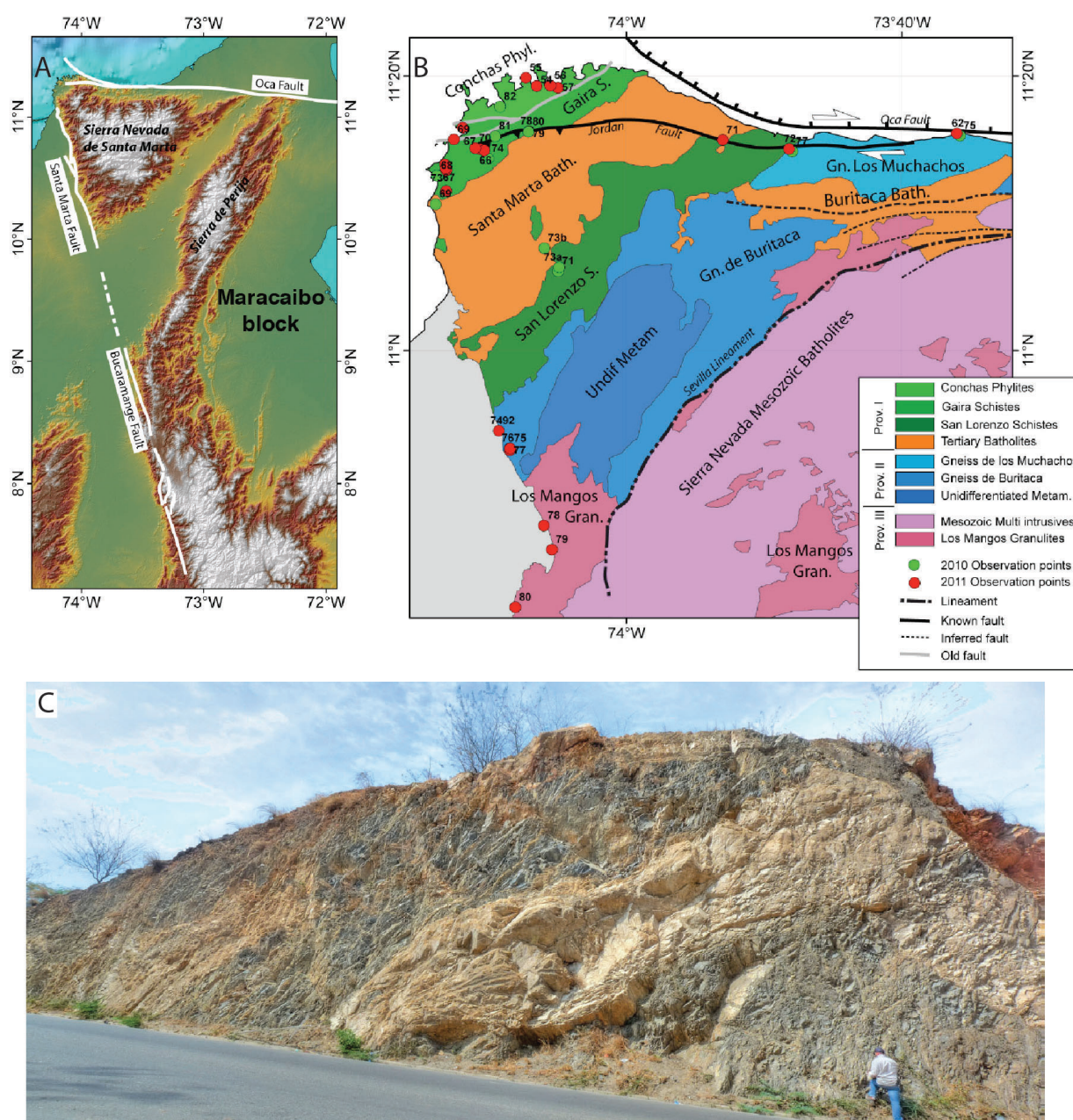


FIGURE 4.10 – A. Carte SRTM avec localisation des failles de d'Oca et de Santa Marta bordant le massif de Santa Marta. B. Carte géologique simplifiée de la pointe nord-ouest du massif. La province I correspond au Complexe de Santa Marta. C. Dyke du batholite de Santa Marta recoupant les schistes de Gaira. Figures d'après Maurin (2012).

phiques distinctes : les phyllites de Conchas, les schistes de Gaira, le batholite de Santa Marta et les schistes de San Lorenzo (Fig 4.10.B).

Ce Complexe se caractérise par une imbrication de séries méta volcano-sédimentaires, avec présence d'orthogneiss de faciès schiste vert et amphibolite du Crétacé. Les protolithes ont été

déterminés comme étant des séries volcano-sédimentaires d'âge mésozoïque, mises en place soit dans un contexte d'arrière arc sur une croûte continentale amincie, soit dans un contexte d'arc intra-océanique sur la plaque Caraïbe. Le métamorphisme et rétro-métamorphisme d'âge crétacé seraient liés à une dynamique d'accrétion de domaines océaniques mésozoïques allochtones lors de la convergence entre l'Amérique du Sud et la plaque Caraïbe. Des granitoïdes paléogènes, âge de 50 à 57 Ma déterminé par U-Pb sur zircons, recoupent ces séries métamorphisées (Cardona *et al.*, 2011). A partir de la teneur en Aluminium dans les amphiboles, Cardona *et al.* (2011) ont pu estimer la pression, entre 4.9 ± 0.6 et 6.4 ± 0.6 kbar, et la profondeur de formation du batholite, entre 14.7 à 19.2 km. Les datations K-Ar sur biotites et amphiboles montrent un âge compris entre 48.8 ± 1.7 et 44.1 ± 1.6 Ma (Tschanz *et al.*, 1974) puis 41 Ma d'après Steiger et Jäger (1977) sur biotite. En appliquant un gradient géothermique d'une croûte supérieure de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, on obtient la fermeture de la biotite (environ 250°C) à une profondeur de 8.3 km (Cardona *et al.*, 2011). Dans l'étude la plus récente, la datation (U-Th)/He sur zircons et apatites a donné, respectivement, une gamme d'âges comprise entre 18.7 et 26.2 Ma, et 24.6 et 5.5 Ma. La datation par AFT donnera donc une contrainte supplémentaire au modèle cénozoïque d'exhumation du batholite.

Colombie : Péninsule de la Guajira

La péninsule de la Guajira fait partie du Bloc Nord Andin (NAB) (Fig. 4.8). Elle est bordée au nord par la SCDB (*South Caribbean Deformed Belt*) et au sud par la faille décrochante dextre d'Oca-Ancon (Fig. 4.8). Cette péninsule se divise en deux zones séparées par la faille décrochante dextre de Cuisa, où le nord est caractérisé par la Alta Guajira et le sud par la Baja Guajira (Maurin, 2012). La mission de Thomas Maurin en mars 2010 se focalisa sur la région de la Alta Guajira au niveau du batholite de Siapana, du massif de Jarara et du massif de Cosinas (Fig. 4.11). La Alta Guajira est composée de deux ensembles distincts (Maurin, 2012) :

- la couverture sédimentaire allant du Miocène moyen jusqu'au Jurassique moyen (Formations Jimol à Cheterlo) dont l'environnement de dépôt indique un milieu marin peu profond avec quelques épisodes d'apports terrigènes ;
- et un socle paléozoïque marqué par la présence de micashistes, paragneiss et orthogneiss de la Formation Macuira. Le protolithe de la Formation était constitué de séquences argilo-gréseuses et d'épanchements de basaltes andésitiques calco-alcalin. L'âge exact du protolithe n'est pas connu, mais des zircons remaniés notent un âge minimum Ordovicien (Cardona *et al.*, 2006). Le chemin P-T des gneiss, et les datations à partir des méthodes Ar-Ar et K-Ar, montrent un métamorphisme de faciès amphibolite (150-220 Ma) suivi d'un rétro-métamorphisme (79-48 Ma) en faciès schiste vert (Cardona *et al.*, 2006; Lockwood, 1965; MacDonald, 1964). La Formation est intrudée par des granodiorites composant le batholite de Siapana dont l'âge a été déterminé par plusieurs méthodes. La datation sur zircons par la méthode U-Pb a donné un âge de 167 ± 9.4 Ma en périphérie et aux cœurs des zircons un âge variant de 456 ± 9.7 Ma à 1311 ± 26 Ma. L'âge du Jurassique moyen correspond à l'âge de la mise en place du batholite tandis que les âges au cœur des zircons marquent la présence d'une source magmatique crustale d'âge protérozoïque (Cardona *et al.*, 2006). L'âge Ar-Ar sur biotite dans ce même batholite est d'environ 156 Ma, ce qui signifie la présence du pluton dans la croûte supérieure à une température de $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (Cardona *et al.*, 2006).

La reconstitution tectonique depuis le Jurassique moyen dans la région d'après Maurin (2012) montre une région soumise à une extension NO-SE avec la formation de failles normales, bas-

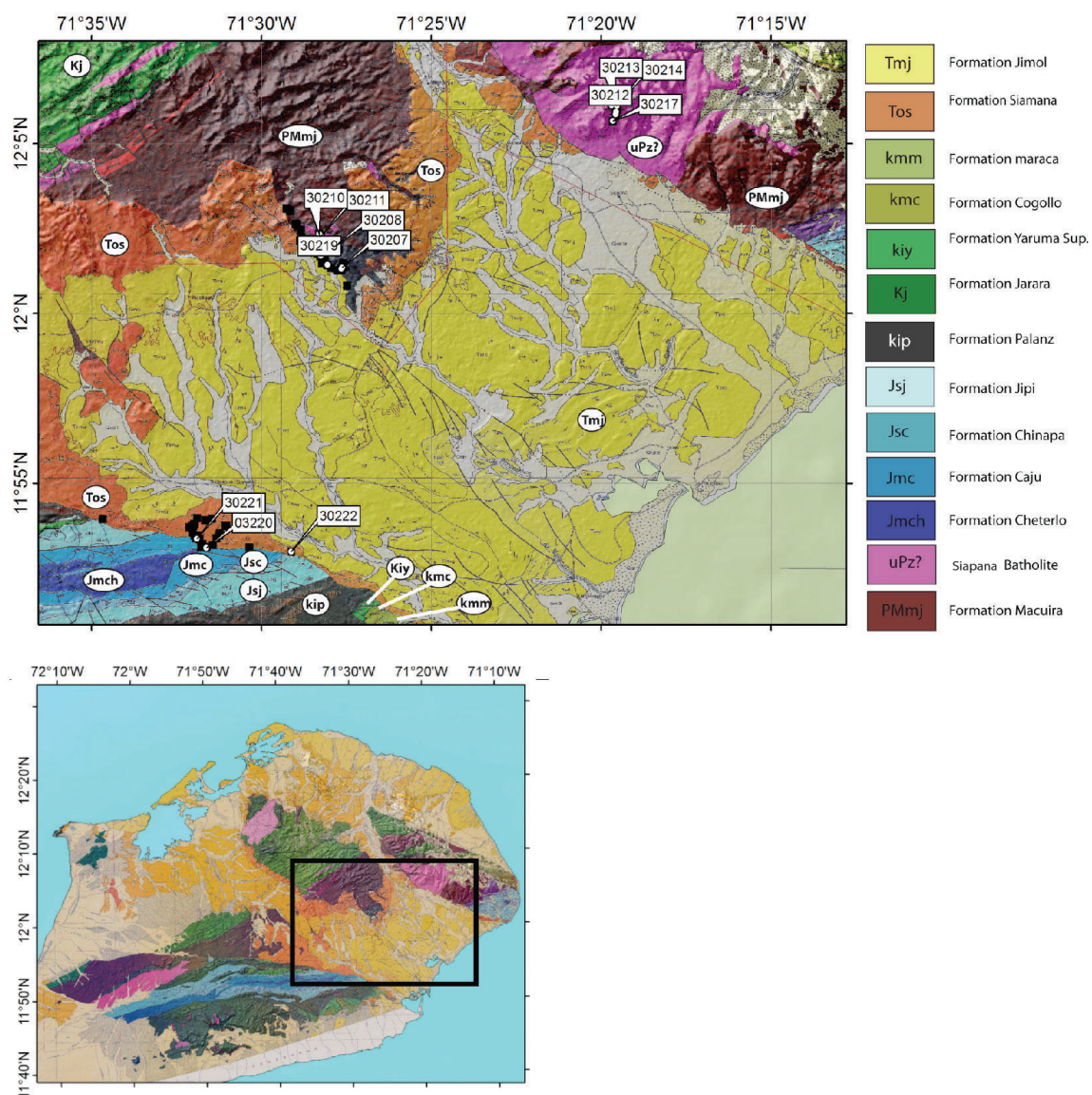


FIGURE 4.11 – Carte géologique de la péninsule de la Guajira d'Irving (1972) avec la localisation des échantillons. Au nord, le Massif de Siapana, à l'ouest, le Massif de Jarara et au Sud le massif de Cosinas. Figure d'après Maurin (2012)

sin de Cocinas et de blocs basculés du socle paléozoïque. Le pluton de Siapana se met alors en place dans un contexte de rift ou d'arrière arc (Cardona *et al.*, 2006). Cet épisode se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur. Au Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène moyen, plusieurs éléments comme le rétro-métamorphisme en faciès schiste vert de la Formation Macuira, indiquent une inversion des contraintes en régime transpressif dextre. De l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur, les contraintes compressives diminuent voire deviennent nulles. La région est soumise à une subsidence. L'Oligo-Miocène est marqué par le début d'une phase transtensive NE-SO avec la formation de bassin en échelon le long de la faille Cuisa. Du Miocène supérieur à l'actuel, la péninsule est

marquée par la présence d'un plissement d'axe est-ouest et d'un soulèvement régional associé à un effondrement gravitaire (Maurin, 2012).

4.3.2 Echantillonnage

Dans ces trois zones d'études, l'objectif principal était de contraindre l'exhumation cénozoïque des massifs bordant la plaque Caraïbe. Dans cette optique, nous avons échantillonné des intrusifs de type dykes et plutons pour le Panama, et batholites pour la Colombie.

Dans l'est Panama, les variations de topographie sont très faibles. Par exemple, le massif de San Blas-Darien culmine en moyenne à 300 m d'altitude et le massif de Majé possède quelques sommets à 1000 m d'altitude. Sachant que l'altitude de 1000 m dans le massif de Majé est inaccessible à cause d'une végétation trop dense, le profil d'élévation réalisé dans la rivière Ambroya ne sera pas représentatif d'une évolution géochronologique caractéristique, mais celui-ci donnera seulement des indications de surrection globale.

Par contre, la péninsule de la Guajira et le massif de SNSM possèdent des variations topographiques plus importantes rendant plus interprétable un profil d'élévation. Thomas Maurin a donc réalisé un profil dans le batholite de Siapana de la péninsule de la Guajira.

Les échantillons magmatiques ont donc été triés, seuls les échantillons envoyés à l'irradiation dans le réacteur nucléaire thermique sont documentés (Tab. 4.3). A titre d'exemple, une quinzaine de roches provenant du Panama ont été sélectionnés, mais seulement 6 échantillons contenaient des apatites en assez grande quantité.

Samples	Region	Lat(°)	Long(°)	Alt (m)	Lithology	Known Age
10PA08	Majé (P)	8.90544	-78.59127	202	Diorite	Early Miocene
10PA13	Majé (P)	8.85022	-78.52351	242	Diorite	Early Miocene
10PA14	Majé (P)	8.94542	-78.53281	115	Diorite	Early Miocene
10PA20	Majé (P)	8.92103	-78.57468	157	Diorite	Early Miocene (U/Pb)
10PA55	San Blas-Darien (P)	9.24189	-78.80022	102	Granodiorite	Late Cretaceous (Ar/Ar)
10PA56	San Blas-Darien (P)	9.24123	-78.80003	114	Granodiorite	Late Cretaceous (Ar/Ar)
SNSM4	SNSM (C)	11.10149	-74.08128	1490	Meta granitoide	Early Eocene (U/Pb)
030210	Guajira (C)	12.03917	-71.47167	228	Leucocratic granite	Jurassic
030211	Guajira (C)	12.03806	-71.47056	258	Leucocratic granite	Jurassic
030212	Guajira (C)	12.10222	-71.32806	675	Siapana granodiorite	Middle Jurassic (U/Pb)
030213	Guajira (C)	12.10306	-71.32806	576	Siapana granodiorite	Middle Jurassic (U/Pb)
030214	Guajira (C)	12.10194	-71.32556	519	Siapana granodiorite	Middle Jurassic (U/Pb)
030216A	Guajira (C)	12.09889	-71.32583	444	Siapana granodiorite	Middle Jurassic (U/Pb)
030216B	Guajira (C)	12.09778	-71.32611	275	Siapana granodiorite	Middle Jurassic (U/Pb)
030217	Guajira (C)	12.09444	-71.32750	170	Siapana granodiorite	Middle Jurassic (U/Pb)

TABLE 4.3 – Localisation des échantillons, type de roches et âge connu en U/Pb sur zircon considéré comme l'âge de cristallisation

4.3.3 Résultats des datations AFT

Les résultats AFT sont dépendants d'un paramètre défini précédemment qui s'appelle le ζ . Il s'agit d'un paramètre empirique propre à chacun qui évolue en fonction des conditions physiques et morales du compteur. J'ai donc évalué ζ avant le comptage des échantillons sur les standards faite à partir des tufs de Fish Canyon Durango selon Hurford et Green (1983). La valeur moyenne en 2012 est de 295.16 ± 5.75 (Tab.4.2).

Les résultats obtenus en âge traces de fission (Tab. 4.4) ont été calculés à partir du logiciel BINOMFIT, basé sur l'algorithme de la méthode de décomposition de Galbraith et Green (1990). Pour pallier aux problèmes de distributions d'âges dans les grains pouvant représenter une ou plusieurs populations, ce logiciel introduit la méthode binomiale de *peak-fitting* mis en place par Galbraith et Green (1990) et Galbraith et Laslett (1993). On représente alors la distribution des âges traces de fission dans un échantillon avec l'âge du pic de probabilité et son intervalle de confiance à 95% (Fig. 4.12).

Puis une modélisation temps-Température est faite à partir du logiciel de HeFTy développé d'après Ketcham (2005).

Cependant, certains échantillons ne donnent aucun résultat : - les échantillons 10PA55 et 10PA56 du Massif de San Blas-Darien sont indatables dû à une trop forte séricitisation des apatites (Tab.4.4), - l'échantillon 10PA13 possède des apatites constamment fracturées, ce qui rend le comptage impossible. Le détecteur externe de muscovite de l'échantillon 030211 est endommagé qui rend le comptage des traces induites irréalisable.

Sample name	Number of grains	Effective track density (x10 ⁵ cm ²)	Spontaneous track density (x10 ⁵ cm ²)	Induced track density (x10 ⁵ cm ²)	Uranium content (ppm)	χ^2	Fission Track central Age (Ma)	Mean track length (μ m)	Std dev. (μ m)
Panama Majé									
10PA08	14	6.984	0.593	2.18	5	4.47	28.0±9.7	14.28±0.27(13)	0.96
10PA13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PA14	21	6.983	0.285	2.85	6	6.85	10.3±3.9	14.27±0.20(26)	1.04
10PA20	15	6.983	0.491	3.57	8	2.44	14.1±4.7	14.09±0.23(26)	1.30
Panama San Blas									
10PA55	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10PA56	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Colombia SNSM									
SNSM4	21	6.981	4.49	33.6	72	11.8	13.8±1.7	13.92±0.11(101)	1.15
Colombia Guajira									
030210	19	6.989	2.68	9.04	19	6.42	30.5±5.9	12.97±0.14(101)	1.42
030211	-	-	-	-	-	-	-	-	-
030212	14	6.988	3.87	15.2	33	3.02	26.2±4.6	13.77±0.11(101)	1.15
030213	21	6.987	3.99	14.9	32	8.34	27.6±3.5	12.74±0.14(101)	1.42
030214	19	6.987	5.23	22.5	48	6.99	23.9±3.3	13.82±0.12(102)	1.18
030216A	21	6.986	2.53	11.5	25	10.3	22.5±3.3	13.58±0.11(100)	1.14
030216B	21	6.986	3.18	16.1	35	10.8	20.3±3.0	13.30±0.15(101)	1.56
030217	19	6.985	1.77	9.73	21	4.36	18.7±3.3	12.96±0.12(105)	1.28

TABLE 4.4 – Résultats AFT sur les échantillons provenant de la Colombie et du Panama avec le nombre de grains utilisés pour déterminer l'âge, la fluence (effective track density), la densité de traces spontanées ou fossiles, la densité de traces induites, la concentration moyenne en Uranium, le paramètre χ^2 , l'âge central AFT avec l'erreur sur un intervalle de confiance de 95%, la longueur moyenne des traces horizontales avec l'erreur standard et le nombre de traces mesurées entre parenthèses, et la déviation standard.

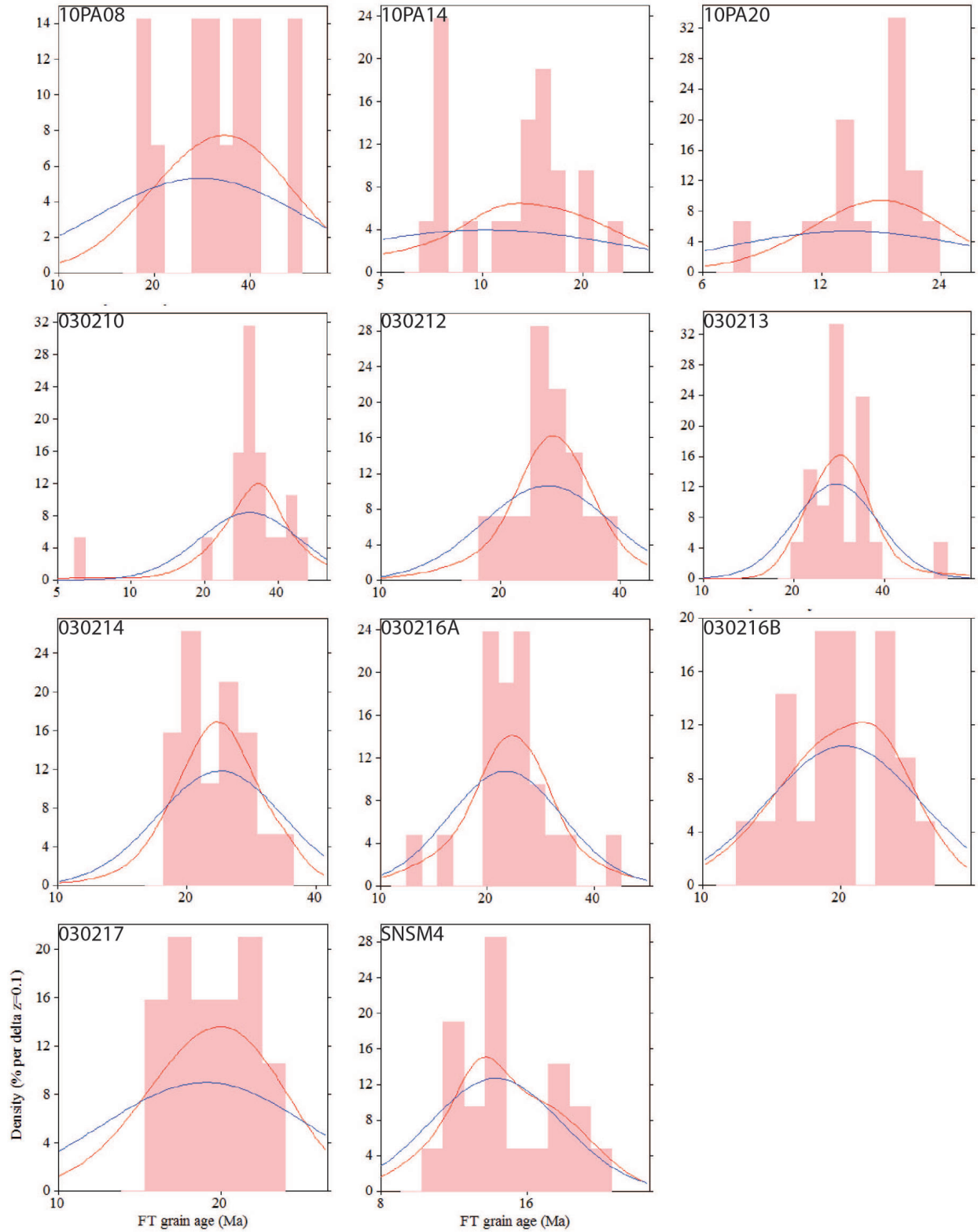


FIGURE 4.12 – Diagramme représentant la densité de traces (en %) en fonction de l'âge du grain (Ma) d'un échantillon donné, et la probabilité des pics d'âge avec leur intervalle de confiance de 95% pour chaque échantillon daté.

4.3.3.1 Résultats Panama : le massif de Majé

Dans le massif de Majé, les échantillons d'intrusifs montrent un âge AFT centré entre l'Oligocène et le Miocène, plus précisément entre 28 Ma à 10 Ma (Tab.4.4) et composés d'une seule population d'âge dans chaque échantillon (Fig.4.12). La longueur moyenne de traces de fission horizontales est de 14 μm avec une déviation standard proche de 1 μm . L'âge obtenu pour l'échantillon 10PA08 est assez discutable, la barre d'erreur est très grande en raison de la faible quantité en Uranium dans les apatites (Tab. 4.4).

La longueur moyenne des traces oriente le modèle vers un refroidissement rapide de ce groupe d'échantillons (Fig.4.13).

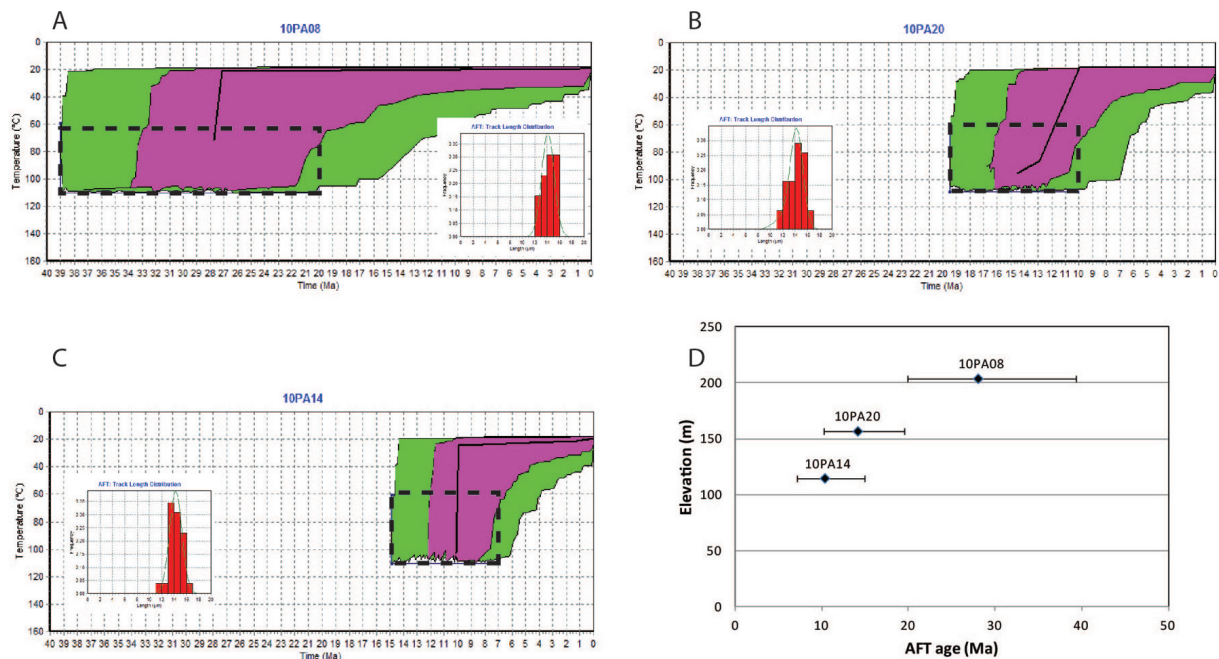


FIGURE 4.13 – Modélisation Temps-Température de l'histoire thermique de l'échantillon, A pour 10PA08, B pour 10PA20 et C pour 10PA14. En vert, l'enveloppe du parcours t-T jugé "acceptable" et en violet l'enveloppe du parcours jugé "correct". Le graphique D représente la position en altitude de l'échantillon en fonction de son âge central et son intervalle de confiance à 95%.

Un graphique présentant l'altitude en fonction de l'âge central des échantillons souligne une exhumation cohérente le long du profil, néanmoins la différence de dénivelé et la faible quantité d'échantillons ne permettent pas de donner un taux d'exhumation représentatif de la région (Fig.4.13).

4.3.3.2 Résultats Colombie : la Sierra Nevada de Santa Marta

L'échantillon SNSM4 donne un âge AFT de 13.8 ± 1.7 Ma, c'est à dire Miocène moyen (Tab.4.4). La distribution des âges par grain dans l'échantillon montre la présence d'une seule population d'âge (Fig.4.12). La longueur moyenne des traces de fission horizontales est de $13.92 \pm 0.11 \mu\text{m}$ donc proche de $14 \mu\text{m}$ avec une déviation standard de $1.15 \mu\text{m}$ (Tab.4.4). La roche a donc subi un refroidissement rapide depuis le Miocène inférieur.

De nombreuses datations ont été réalisées dans le batholite de Santa Marta et détaillées précédemment, nous avons donc réalisé un modèle de refroidissement de la roche depuis l'Eocène moyen (Fig.4.14) en intégrant le résultat de l'échantillon SNSM4 et les résultats publiés par Cardona *et al.* (2011).

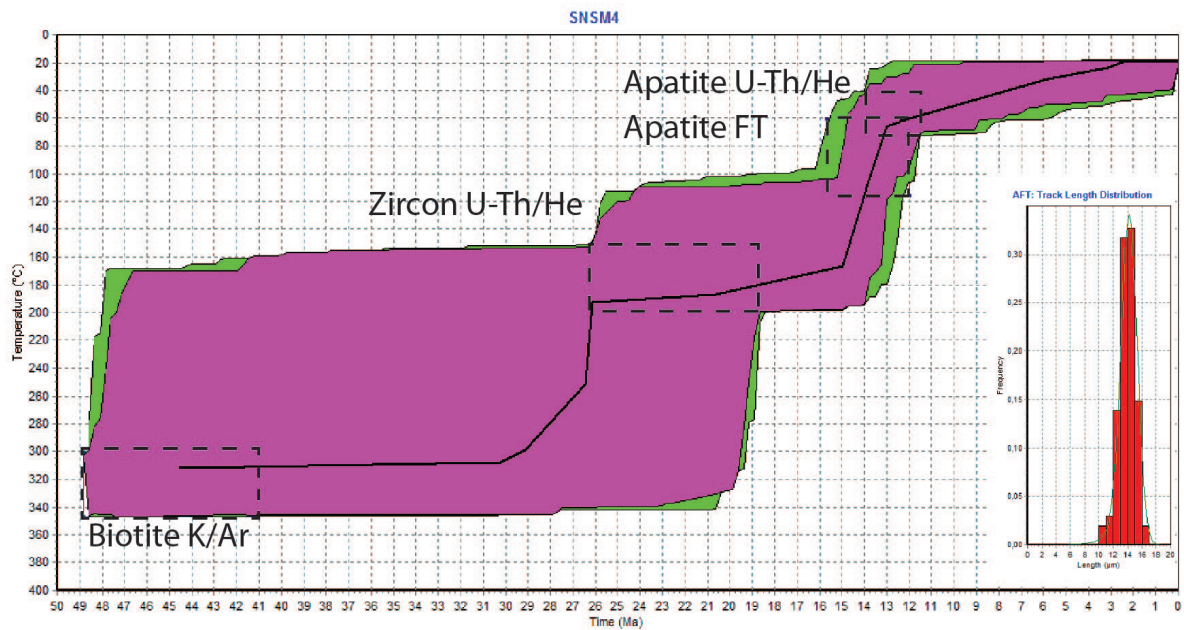


FIGURE 4.14 – Modélisation Temps-Température de l'histoire thermique de l'échantillon SNSM4 en prenant les valeurs issues de Tschanz *et al.* (1974), Steiger et Jäger (1977) et Cardona *et al.* (2011) de K-Ar sur biotite et (U-Th)/He sur apatites et zircons. En vert, l'enveloppe du parcours t-T jugé "acceptable" et en violet l'enveloppe du parcours jugé "correct".

En utilisant un gradient géothermique moyen de la croûte continentale de $30^\circ\text{C}/\text{km}$ et la température de fermeture de la biotite à 250°C , Cardona *et al.* (2011) obtiennent un taux d'exhumation de 0.73 mm/an entre l'âge de cristallisation (57-50 Ma) et l'âge biotite (48-41 Ma). La période entre 50 et 41 Ma correspondrait à un événement de métamorphisme de faciès amphibolite à schiste vert, visible sur le terrain (Cardona *et al.*, 2011).

Entre 40 Ma et environ 25 Ma (âge maximum (U-Th)/He sur zircon), le taux d'exhumation diminue dans la gamme de 0.11 à 0.16 mm/an (Cardona *et al.*, 2011).

Entre 26 et 23 Ma, le taux d'exhumation grâce aux données (U-Th)/He sur zircon et apatites varie entre 0.16 mm/an et 0.63 mm/an en fonction de la localisation topographique des échantillons (Cardona *et al.*, 2011). Ces résultats montrent par ailleurs un refroidissement rapide.

En ne prenant que les données apatites (U-Th)/He issues des échantillons à la même altitude que notre échantillon, le taux d'exhumation, entre 13 et 14 Ma, est de 0.77 mm/an, qui marque un second refroidissement rapide.

En prenant les âges issus de la bibliographie (Tschanz *et al.*, 1974; Steiger et Jäger, 1977; Cardona *et al.*, 2011), de la méthode K-Ar sur biotite, et de la méthode (U-Th)/He sur apatites et zircons, un nouveau modèle Temps-Température est construit en y insérant la valeur de l'échantillon SNSM4. Le résultat AFT de l'échantillon SNSM4, daté de 13.8 ± 1.7 Ma. Il est bordé par les résultats de Cardona *et al.* (2011) par la méthode (U-Th)/He sur zircons et apatites. Ce résultat est donc cohérent avec l'étude précédente, il affine le modèle existant.

De manière générale, ce modèle montre un refroidissement lent entre 40 Ma et 25 Ma, puis un refroidissement un peu plus rapide entre 25 et 15 Ma et pour finir un pic entre 15 et 10 Ma. Le dernier pic de refroidissement révèle la mise à l'affleurement du batholite.

Nous prouvons donc par une autre méthode, le refroidissement et l'exhumation rapide des roches, entre 10 Ma et 15 Ma de la zone NW de la Sierra Nevada de Santa Marta.

4.3.3.3 Résultats Colombie : la péninsule de la Guajira

Les résultats obtenus dans la péninsule de la Guajira, par la méthode AFT, sont compris entre l'Oligocène et le Miocène Inférieur, c'est à dire entre 30 Ma et 18 Ma.

L'âge AFT de l'intrusif de Jarara est de 30.5 ± 5.9 tandis que les âges AFT du batholite de Siapana sont plus jeunes entre 26.2 ± 4.6 Ma et 18.7 ± 3.3 Ma (Tab.4.4).

La distribution des âges dans les grains de chaque échantillon montre la présence d'une seule population d'âge (Fig.4.12). L'histoire de surrection est donc simple. La moyenne des longueurs des traces de fission est comprise entre $12\mu\text{m}$ et $14\mu\text{m}$ avec une déviation standard entre $1.14\mu\text{m}$ et $1.56\mu\text{m}$ (Tab.4.4). Ceci montre que les roches prélevées ont un trajet relativement similaire, simple, variant entre un trajet rapide et lent. C'est le résultat d'un processus de surrection-érosion et dénudation progressif avec une accélération de la surrection au Miocène.

En observant chaque modèle, nous constatons des variabilités dans le trajet t-T (Fig.4.15), par exemple, l'échantillon 030213 par rapport à l'échantillon 030212. Cette différence peut s'expliquer par des variations de flux de chaleur dans le batholite de Siapana ou par la présence de failles à jeu vertical dans le batholite.

Le profil topographique effectué le long du batholite de Siapana, atteint un dénivelé proche de 500 m, valeur trop faible pour estimer correctement un taux d'exhumation. En outre, les âges le long de ce profil sont remarquablement cohérents. Maurin (2012) calcule ainsi un taux d'exhumation approximatif qui correspond à la pente de la droite du graphique 4.15. Le taux d'exhumation est en moyenne de 0.05 mm/an avec un minimum de 0.03 mm/an et un maximum de 0.18 mm/an.

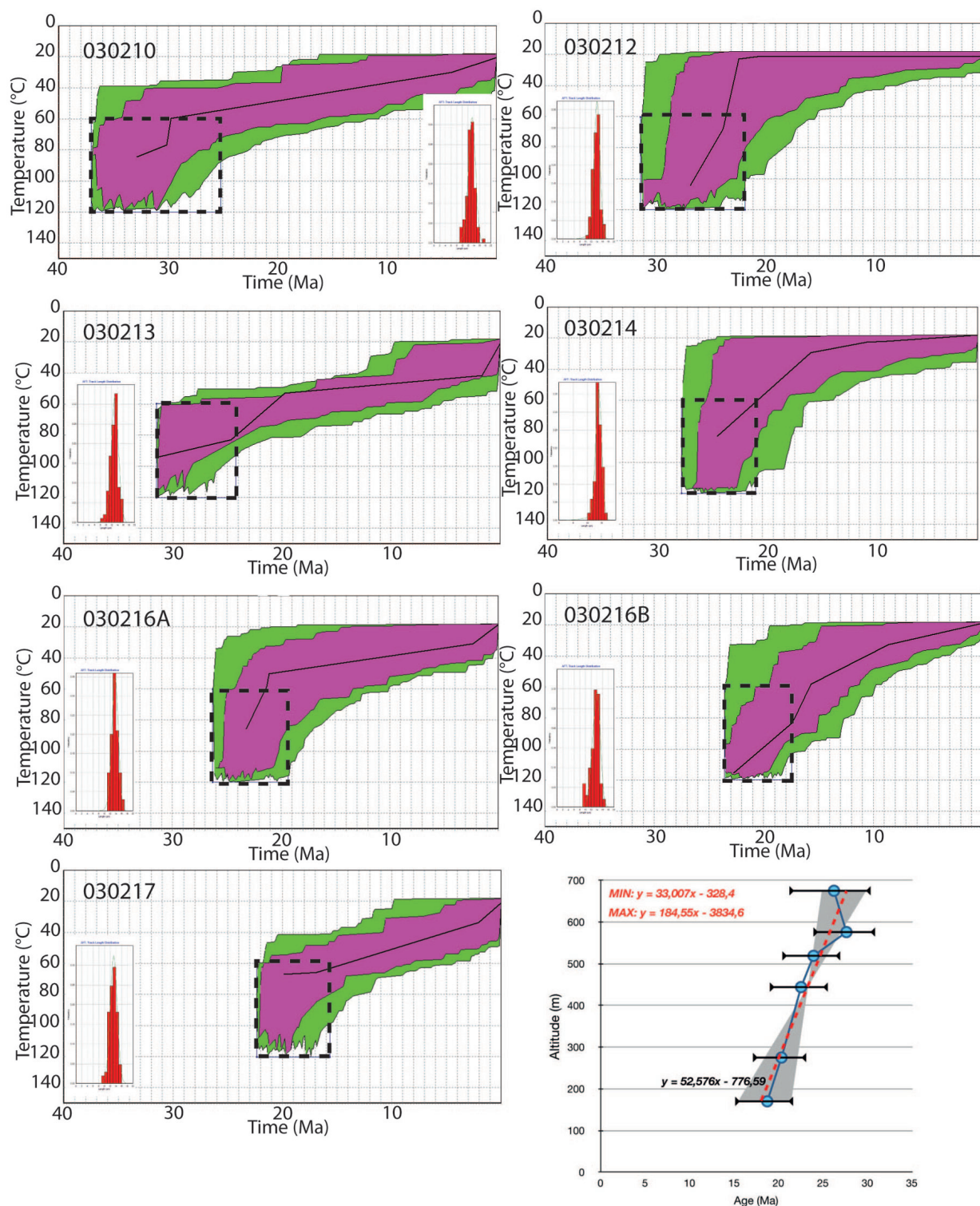


FIGURE 4.15 – Modélisation Temps-Température de l'histoire thermique des échantillons de la Guajira d'après Maurin (2012). En vert, l'enveloppe du parcours t-T jugé "acceptable" et en violet l'enveloppe du parcours jugé "correct". Le graphique en bas à droite, représente la position en altitude de l'échantillon en fonction de son âge central et son intervalle de confiance à 95%.

4.3.4 Interprétation et discussion

Pour une meilleure interprétation des résultats issus de cette étude, nous les intégrons dans la base de données thermochronologique existante.

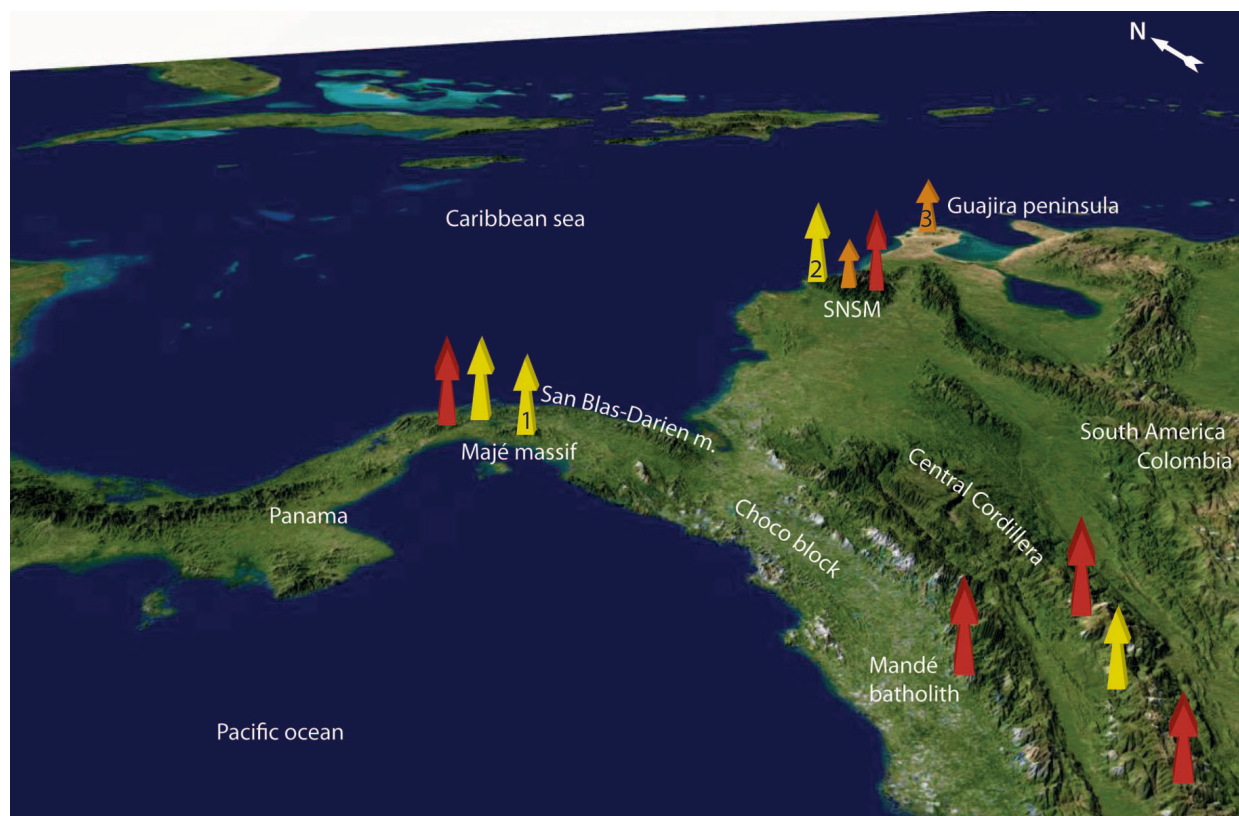


FIGURE 4.16 – Carte topographique de la marge sud-ouest de la plaque Caraïbe. Les flèches représentent les périodes de surrection des massifs, en rouge la période l'Eocène moyen-Oligocène inférieur (47-30 Ma), en orange la période de surrection lente l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (40-24 Ma) et en jaune la période du Miocène moyen au Miocène supérieur (15-6 Ma). Les chiffres représentent les résultats de cette étude : (1) massif de Majé, (2) : SNSM, et (3) : Péninsule de la Guajira. Support topographique réalisé par William Bowen en 2005.

Plusieurs événements verticaux au Cénozoïque apparaissent sur la bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe (Fig. 4.16) :

1. **Un ou plusieurs événements de surrection, bloc Chocó et Amérique du Sud (entre 47 et 30 Ma).**

Dans la partie centrale de Panama, Montes *et al.* (2012b) montrent un événement de surrection rapide par AFT entre 47 et 42 Ma. Ils interprètent cette surrection par un phénomène post-magmatique, contrôlé par la faille inverse de Rio Indio (voir Chapitre Structures et Déformations). Or à cette date, le volcanisme d'arc n'est pas terminé. J'ai précédemment décrit un régime tectonique compressif anté-Eocène moyen terminal, qui pourrait expliquer le jeu de la faille de Rio Indio et par la même occasion, la surrection des plutons. La cause de cette surrection n'est pas établie mais je suggère le passage dans la zone de subduction d'anomalies

topographiques pouvant déformer la plaque chevauchante. L'hypothèse de l'initiation de la transtension dans la zone du canal peut être également avancée. Dans ce contexte, le massif de San Blas-Darien formerait un horst, qui par le jeu vertical des failles transtensives, subirait une surrection et une exhumation progressive des roches profondes.

Le batholite de Mandé se situe sur le bloc Chocó dans la partie colombienne. Il correspond à un intrusif d'arc volcanique, extension du massif de San Blas-Darien, et d'âge K-Ar compris entre 54.7 ± 1.3 Ma et 42.7 ± 0.9 Ma (Sillitoe *et al.*, 1982; Aspdén *et al.*, 1987). L'étude de Villagómez et Spikings (2013) montre un refroidissement rapide de roches plutoniques entre 37 et 38 Ma (par AFT) et 32 Ma par (U-Th)/He. A cette période, le volcanisme dans le bloc Chocó est arrêté. En face du bloc Chocó, c'est à dire au niveau du bloc Nord Andin de l'Amérique du Sud, l'arc volcanique Paléogène (Cordillère Centrale) ainsi que les roches environnantes subissent une surrection entre 45 et 30 Ma avec un pulse entre 45 et 40 Ma, déterminé par les méthodes AFT et (U-Th)/He (Villagómez et Spikings, 2013). Ils interprètent cette phase de surrection rapide comme étant une augmentation du taux de convergence entre la plaque Farallon et la plaque Amérique du Sud.

Dans la Sierra et Santa Marta, un pulse de refroidissement rapide et une exhumation sont également constatés entre 45 et 40 Ma par Cardona *et al.* (2011), qui corrélerent cet événement par le rapprochement des deux Amériques (Nord et Sud).

2. Une surrection lente de la péninsule de la Guajira et de SNSM (entre 40 et 24 Ma).

Dans la région de la Sierra Nevada de Santa Marta, notre modèle montre un refroidissement lent entre 41 Ma et 25 Ma.

Dans la péninsule de la Guajira, les modèles sur nos échantillons du batholite de Siapana montrent un refroidissement lent en moyenne à partir de 26 Ma. Le taux d'exhumation a été estimé à 0.05 mm/an en moyenne entre 26 Ma et l'actuel (Maurin, 2012). Dans le massif de Jarara, à des altitudes comprises entre 130 m et 170 m, des échantillons granitiques ont été prélevés au niveau du Parashi stock pour des analyses (U-Th)/He sur zircons et apatites (Cardona *et al.*, 2011). Les résultats sont respectivement, pour les zircons et apatites, de 38.4 Ma à 33.4 Ma et de 35.6 Ma à 30.4 Ma. L'échantillon 030210, à une altitude de 228 m, possède un âge AFT de 30.5 ± 5.9 Ma, cohérent avec la précédente étude. La Formation Siamana de l'Oligocène, séries terrigènes et calcaires, est composée de grès et de conglomérats dont les clastes assez anguleux suggèrent une source proche, qui coïnciderait avec l'exhumation et la mise à l'affleurement du socle. En intégrant les données (U-Th)/He (Cardona *et al.*, 2011) et celles déduites de l'observation de la Fm. Siamana, notre modèle suggère une phase d'exhumation du socle entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur (36-24 Ma). Cette exhumation serait le résultat d'un régime en transtension accompagnée de la formation de bassins en échelon, avec dépôt syn-déformation de la Formation Siamana, et de blocs basculés, le long de la faille décrochante dextre de Cuisa (Fig.4.8). Une faille normale actuellement au pied du massif de Siapana pourrait être à l'origine de la surrection et faciliterait l'érosion du batholite (Maurin, 2012).

3. Une surrection rapide du bloc Chocó et de la SNSM (entre 15 et 9 Ma).

Dans le massif de San Blas-Darien, une surrection rapide des plutons de Cerro Azul et Mamoni apparaît à la lumière des résultats (U-Th)/He sur apatites entre 12 et 9 Ma (Montes *et al.*, 2012b). Mes résultats AFT sur les intrusifs de Majé datés par U-Pb de 18.9 ± 0.4 Ma (Whattam *et al.*, 2012) montrent des âges de 10.3 ± 3.9 Ma et 14.1 ± 4.7 Ma très similaires.

Cela conforte l'idée d'une exhumation et d'un soulèvement rapide régionale de la partie est du bloc Chocó Panama, supportée par mes analyses stratigraphiques et structurales ainsi que les analyses stratigraphiques et paléobathymétriques de Coates *et al.* (1992, 2004); Collins *et al.* (1995, 1996b). Cette exhumation rapide est donc liée à un événement tectonique régional considéré comme l'initiation de la collision avec l'Amérique du Sud.

En Amérique du Sud, plus précisément en Colombie (Cordillère Centrale), en dessous de zone d'Isthmina, Villagómez et Spikings (2013) montrent des âges de refroidissement par (U-Th)/He sur apatites compris entre 11 et 6 Ma. Villagómez et Spikings (2013) interprètent ces âges comme le résultat de la collision et subduction de la ride de Carnegie, provoquant le soulèvement de la plaque chevauchante et l'extrusion du bloc Nord Andin vers le nord.

Dans la région de la Sierra Nevada de Santa Marta, notre modèle montre un pic de refroidissement entre 15 et 10 Ma. Ce dernier pic de refroidissement est à l'origine de la mise à l'affleurement du batholite. Un tel taux d'exhumation ne peut être le résultat que d'une activité tectonique de surrection/érosion importante.

Cette exhumation rapide peut être expliquée par le jeu des failles de Santa Marta et d'Oca qui bordent le massif (Maurin, 2012). Ces deux failles décrochantes ont une histoire multiphasée. La composante dextre de la faille d'Oca et sénestre de la faille de Santa Marta ont clairement été établies mais leurs composantes verticales sont moins bien identifiées. A partir d'interprétations de lignes sismiques, Maurin (2012) remarque que la composante verticale de ces failles, avant le Miocène, était normale. Puis ces failles durant le Miocène se sont inversées. Cette inversion est marquée par l'apparition de nombreux plis anticlinaux. Il est donc possible que la phase d'exhumation rapide du batholite de Santa Marta soit liée à l'activité inverse des failles d'Oca et de Santa Marta.

4.4 Conclusion

A travers l'étude de ces trois secteurs pourtant éloignés géographiquement, ce chapitre apporte de nouveaux résultats, cohérents avec les précédents, illustrant des phénomènes de surrection régionaux. Les âges traces de fission sur apatites ont donc permis de mieux contraindre l'histoire thermique : du massif de Majé, de la Sierra Nevada de Santa Marta et de la péninsule de la Guajira.

Il apparaît clairement qu'une phase de refroidissement, liée à une surrection rapide des roches plutoniques profondes, apparaît dans les massifs de San Blas-Darien, la Cordillère Centrale en Colombie et dans la Sierra de Santa Marta entre 47 et 40 Ma. Dans le massif de San Blas-Darien, Montes *et al.* (2012b) interprètent cet événement comme un phénomène post-magmatique contrôlé par un régime compressif. Dans la Cordillère Centrale, Villagómez et Spikings (2013) interprètent cet événement, comme la conséquence d'une convergence rapide entre la plaque Farallon et la plaque Amérique du Sud. Dans la SNSM, Cardona *et al.* (2011) interprètent cette phase comme le résultat de la convergence entre l'Amérique du Sud et l'Amérique du Nord. Au pied des massifs de Colombie, de grandes failles décrochantes contrôlent ces phénomènes verticaux : Faille de Santa Marta, Faille d'Oca, et la zone de suture de Romeral entre la plaque Caraïbe et Amérique du Sud. Néanmoins, des problèmes se posent :

- Dans le massif de San Blas Darien, comment peut-il y avoir simultanément un phénomène post-magmatique proposé par Montes *et al.* (2012b), quand l'arc volcanique est actif et que la plaque Farallon subducte encore sous la plaque Caraïbe ? Ne peut-on pas expliquer cette

surrection par l'entrée d'anomalies topographiques dans la subduction ? Ou est-ce le résultat de l'initiation de la PCFZ, en régime transtensif sénestre ?

- Dans la Cordillère Centrale, comment peut-on expliquer sa surrection et surtout celle de son arc volcanique par le taux de convergence rapide entre la plaque Farallon et Amérique du Sud, alors que la Cordillère Centrale fait face à la plaque Caraïbe, qui rentre par ailleurs en subduction sous l'Amérique du Sud ?

Entre 38 et 30 Ma, le phénomène de surrection dans la partie sud du bloc Chocó (batholite de Mandé) se poursuit ainsi que sur la Cordillère Centrale, coté est de la suture de Romeral (Villagómez et Spikings, 2013). Cependant, à cette époque la convergence entre la plaque Farallon et l'Amérique Centrale est plus faible et le volcanisme d'arc s'arrête. Le volcanisme d'arc de la Cordillère Centrale issu de la subduction de la plaque Caraïbe s'arrête également. Quel événement est donc responsable de la surrection régionale ?

A cette même période, une surrection/érosion des blocs basculés est constatée dans la SNSM et dans la péninsule de la Guajira. Cette phase de refroidissement lent (entre 40 et 24 Ma), du batholite de Santa Marta dans la Sierra Nevada de Santa Marta, du batholite de Siapana et de l'intrusif de Jarara dans la péninsule de la Guajira, serait associée à un régime transtensif accompagnant le mouvement de la plaque Caraïbe vers l'est.

Puis une surrection rapide du Miocène moyen au Miocène supérieur (entre 15 et 6 Ma) apparaît : (1) dans le massif de San Blas-Darien (Montes *et al.*, 2012b), (2) dans le massif de Majé (cette étude), (3) dans la SNSM (Cardona *et al.* (2011) et cette étude), et (4) dans la Cordillère Centrale (Villagómez et Spikings, 2013). Cette phase de surrection pourrait s'interpréter comme la collision complète du bloc Chocó contre l'Amérique du Sud et/ou la collision/subduction de la ride de Carnegie. Est-ce que ces deux événements peuvent être relier entre eux ?

L'expérience des datations par traces de fission menée à son terme m'a permis de mieux appréhender les enjeux des datations thermochronologiques sur des objets géologiques. Il faut bien être lucide que le nombre de données AFT est assez faible pour construire un vrai modèle solide de la région, il s'agit ici d'un premier travail exploratoire. Cependant, en alliant les résultats de cette étude à ceux des études précédentes, de nouvelles questions plus régionales se posent. Les réponses seront abordées dans le chapitre interprétation géodynamique.

Chapitre 5

Formation et structure du prisme Nord Panama (NPDB)

Sommaire

5.1	Introduction	151
5.2	Présentation du prisme d'accrétion Nord Panama : NPDB	152
5.3	Données utilisées	157
5.4	A new insight to the accretion of the Central America on to South America continent : a role of tectonic uplift	159
5.4.1	Présentation de l'article	159
5.4.2	Abstract	159
5.4.3	Introduction	160
5.4.4	Tectonic and Geologic context	161
5.4.5	Results	165
5.4.6	Discussion	171
5.4.7	Conclusion	174
5.5	Apport sédimentaire progressif dans la NPDB de sédiments en provenance de l'Amérique du Sud	175
5.6	Conclusion	180

5.1 Introduction

Le prisme sous marin Nord Panama, communément appelé North Panama Deformed Belt (NPDB), connecté au sud avec la marge sud américaine, se situe sur la marge nord du Panama. Il borde les blocs Chocó et Chorotega, dans la Mer des Caraïbes. Ce prisme d'accrétion formant un orocline, est interprété comme le résultat de la collision entre l'Amérique Centrale et l'Amérique du Sud, entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur (Silver *et al.*, 1990).

Grâce aux données de sismique réflexion, ainsi qu'aux données biostratigraphiques des puits de la région (provenant des bases de données de TOTAL SA), j'apporte une nouvelle approche interprétative du prisme Nord Panama, plus précisément dans la région d'Uraba. Le golfe d'Uraba

est une région exceptionnelle car elle offre l'occasion d'observer l'affrontement de deux prismes d'accrétion, le prisme Nord Panama et le prisme de Sinu. Leurs fronts de chevauchement se rencontrent dans le golfe d'Uraba, sous la forme d'une zone de failles, la zone de failles d'Uramita (UFZ), qui se prolonge au sud, séparant le bloc Chocó du bloc Nord Andin.

J'apporte des précisions sur l'âge : (1) des structures et déformations observées et (2) des sédiments impliqués dans le prisme Nord Panama. Ces informations seront utiles pour mieux contraindre le processus d'accrétion arc-continent, et comprendre comment la tectonique influence les flux sédimentaires.

5.2 Présentation du prisme d'accrétion Nord Panama : NPDB

Deux campagnes de sismique réflexion marine ont été réalisées dans ce prisme d'accrétion.

La première campagne, menée par l'*University of Texas Institute for Geophysics*, s'est focalisée sur le bassin de Colombie et ses marges afin de mieux comprendre la structure et les déformations de la plaque Caraïbe et de ses marges (Lu et McMillen, 1982; Bowland et Rosencrantz, 1988; Bowland, 1993). Ces lignes de sismique réflexion multitraces ont été acquises et traitées entre 1975 et 1978. Les lignes CT1-19, CT1-20, CT1-21, et CT1-22 parcourent le prisme d'accrétion.

Une deuxième campagne SeaMARC II, menée à la fin des années 80 par le *Hawaii Institute of Geophysics* (HIG), ciblée sur le prisme Nord Panama, a permis d'établir une carte bathymétrique de fonds océaniques et une carte tectonique grâce à des profils de sismique réflexion (Fig. 5.1) (Silver *et al.*, 1990).

Le prisme Nord Panama présente sur plus de 300 km des structures de plissements et de chevauchements, liées à un régime de convergence entre l'isthme de Panama et la plaque Caraïbe. Selon Lu et McMillen (1982), la plaque Caraïbe plonge vers le sud, sous l'isthme de Panama avec un angle de 2° au niveau du front de chevauchement.

Les déformations sont denses dans la partie est du prisme, puis tendent à diminuer, pour disparaître dans la partie ouest en direction du Costa Rica, où le régime de convergence s'affaiblit progressivement. Cette observation est en accord avec une interprétation en convergence oblique, et une morphologie générale incurvée typique des oroclins (Fig. 5.1).

Ces déformations compressives impliquent des sédiments d'une épaisseur supérieure à 3500 m au cœur du prisme (Breen *et al.*, 1988).

Deux failles décrochantes dextres ont été identifiées dans la partie est du prisme, grâce à leur activité récente, les failles Uraba et U2 (Silver *et al.*, 1990) (Fig. 5.1).

Un grand système rétrochevauchant sub-parallèle à la côte panaméenne délimite la chaîne de déformations d'un bassin sédimentaire d'avant arc, le bassin de San Blas. Ce bassin, d'une épaisseur sédimentaire comprise entre 1000 à 3000 m, longe les côtes panaméennes jusqu'à la région de Portobelo à terre (Fig. 5.1) (Reed *et al.*, 1990).

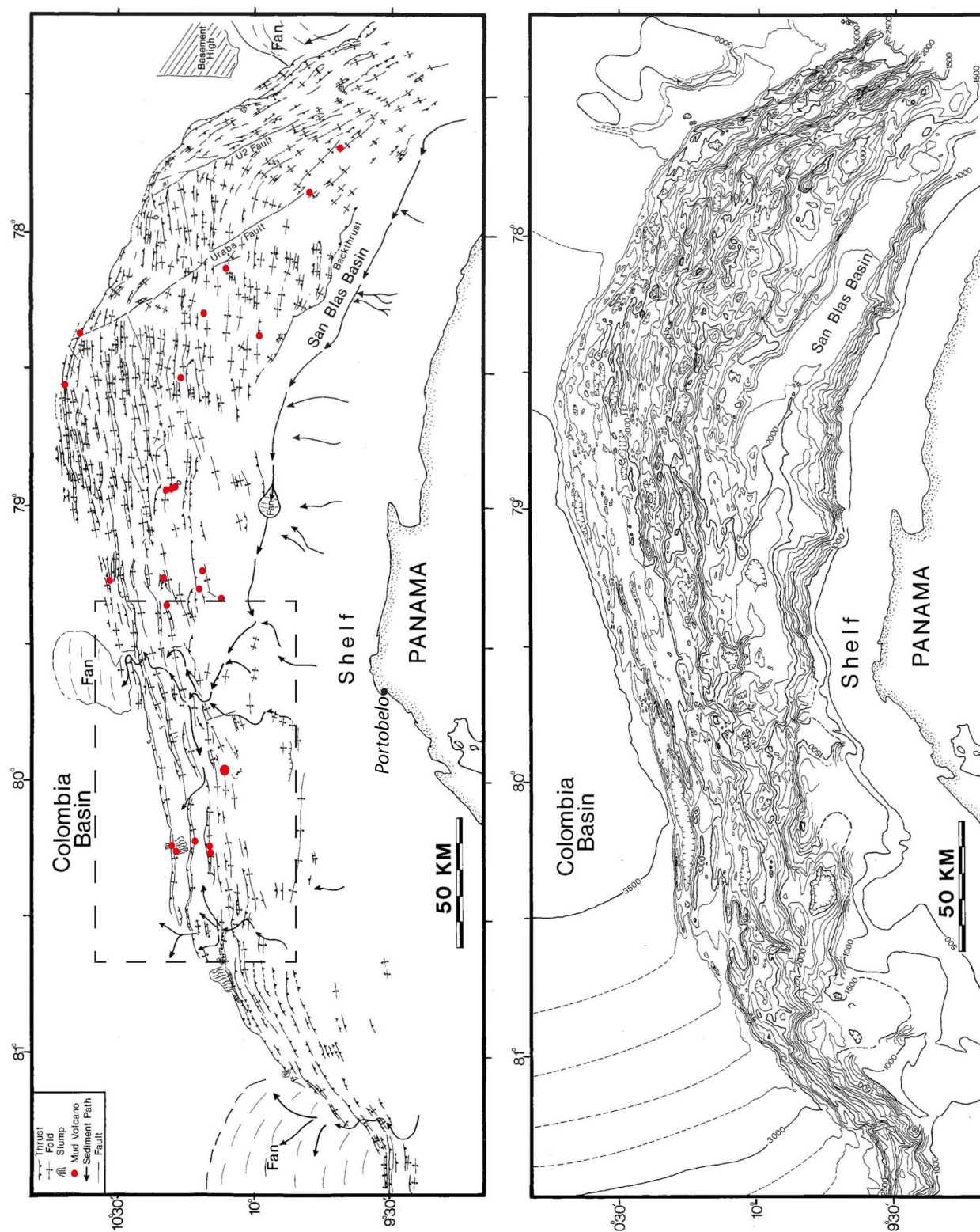


FIGURE 5.1 – Cartes tectonique et bathymétrique du prisme Nord Panama réalisées à partir des données SeaMARC II, modifiées d'après Silver *et al.* (1990)

La bathymétrie met en évidence un système actif de drainage dans le prisme Nord Panama (Fig. 5.1).

Ce système apporte des sédiments et alimente le prisme Nord Panama puis le traverse, à l'aide de canyons sous marins. Les sédiments qu'il charrie viennent, pour finir, se déposer dans le bassin de Colombie. Le prolongement vers le nord de la zone de failles du Canal de Panama, PCFZ, délimite deux zones distinctes (limite à terre proche de Portobelo) :

- à l'est, la première zone est définie par un flux sédimentaire qui passe par le bassin de San Blas, d'est en ouest, puis bifurque vers le nord au niveau de cette limite. Ce flux est alimenté par les bassins versants du massif de San Blas-Darien ;
- à l'ouest, la deuxième zone est définie par un flux sédimentaire traversant le prisme du sud vers le nord. Ce flux est alimenté par le drainage de la zone du Canal de Panama et des massifs du bloc Chorotega.

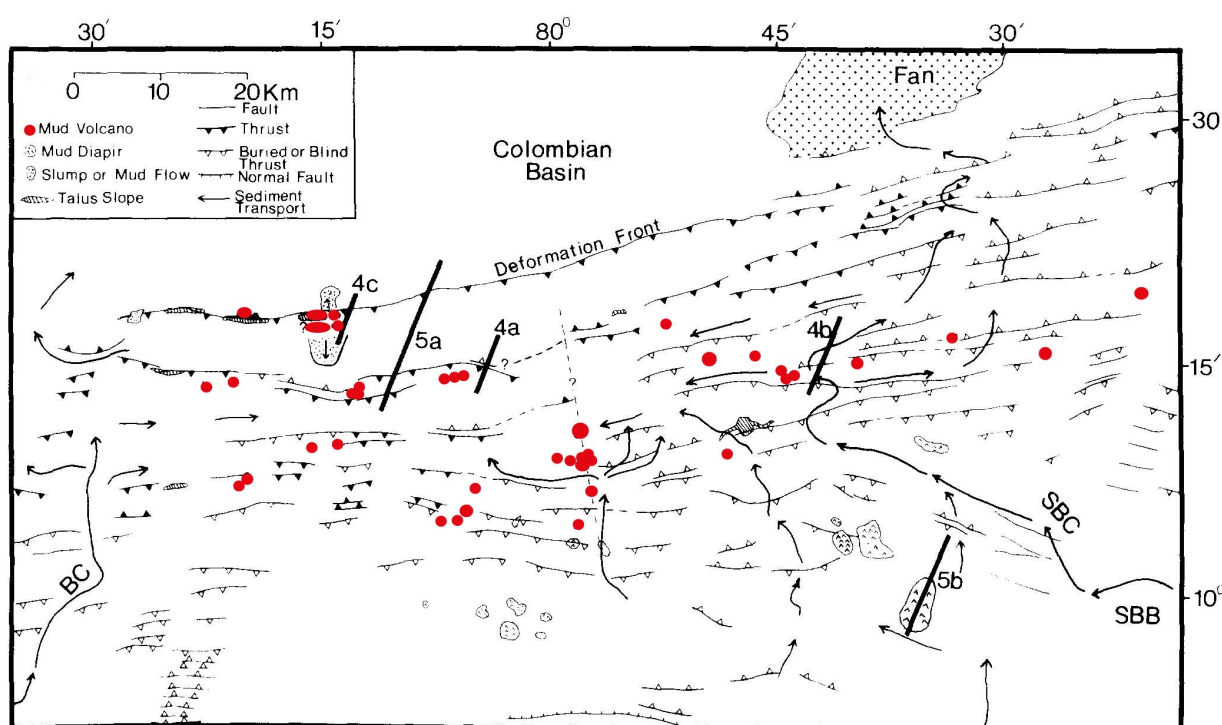


FIGURE 5.2 – Carte structurale de la région centrale du prisme montrant également le transport sédimentaire et la distribution des volcans de boues, BC *Boundary Canyon*, SBC *San Blas Canyon*, à partir des données SeaMARC II, modifiée d'après Reed *et al.* (1990)

La campagne SeaMARC II, a mis en évidence la présence importante de diapirs de boues, de *mud flow* et de nombreux volcans de boues, de 400 à 2000 m de large, et une hauteur inférieure à 100 m (Reed *et al.*, 1990) (Fig. 5.1). Ces volcans de boues se localisent en faible quantité dans la zone est du prisme et en grande quantité dans la partie centrale jusqu'à la limite du prolongement du tracé du Canal de Panama. A l'ouest de cette limite, les volcans de boue sont rares (Fig. 5.1 et Fig. 5.2).

Dans la région centrale du prisme, à l'est, la figure 5.2 montre des plis anticlinaux à vergence côtière vers l'isthme de Panama parsemés de volcans de boues. Les chevauchements sont généra-

lement considérés comme aveugles, enfouis sous des sédiments (Reed *et al.*, 1990). À l'ouest de la région centrale, les plis changent de vergence, et sont déversés en direction de la mer. La carte structurale (Fig. 5.2) montre également une importante distribution de volcans de boues dans cette partie centrale du prisme.

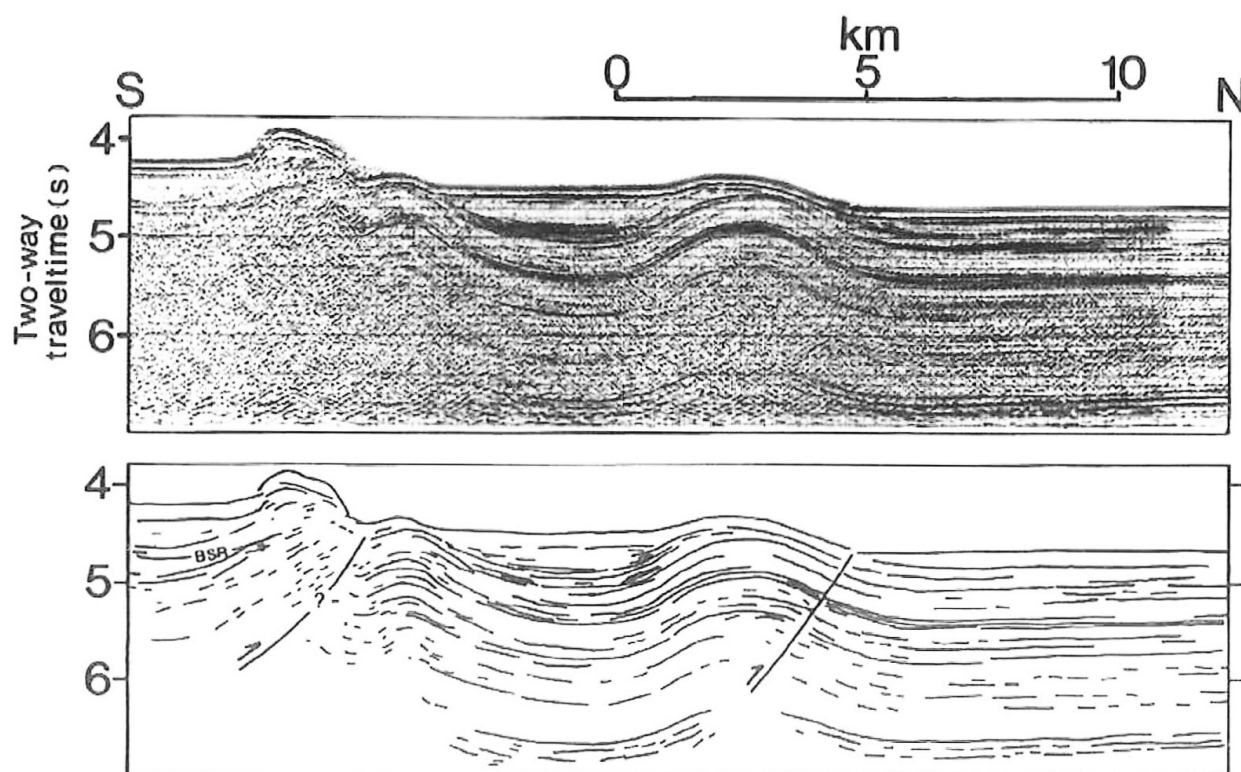


FIGURE 5.3 – Profil sismique réflexion correspondant au tracé 5a sur la Fig. 5.2 représentant le chevauchement frontal accompagné d'un pli anticlinal symétrique, à partir des données SeaMARC II, extrait de Breen *et al.* (1988)

La ligne sismique 5a de la figure 5.3 montre le front de déformations à l'ouest dans la région centrale. Le front est caractérisé par des plis symétriques. Ces derniers se forment avant la phase de chevauchement. Les failles inverses s'enracinent au niveau d'un décollement dont la nature reste à l'heure actuelle inconnue.

Reed *et al.* (1990) et Breen *et al.* (1988) proposent un décollement sur un niveau riche en argiles et fluides. Le glissement entraîne une surpression des fluides, les fluides en surpression s'accumulent alors sous les structures anticlinales et migrent vers la surface en empruntant les drains constitués par les failles et fractures (Fig. 5.4).

La présence d'un BSR (*Bottom Stimulating Reflector*) sur les lignes de sismique réflexion tirées dans le prisme Nord Panama, témoigne de la présence d'hydrates de gaz (méthane) dans les sédiments du prisme. Le méthane pourrait provenir des turbidites pliocènes du bassin de Colombie et/ou de la genèse de gaz lors de l'enfouissement de sédiments riches en matière organique, origine proposée par Finley *et al.* (1987); Reed *et al.* (1990). Le mélange de gaz et de fluides, moins denses que les roches avoisinantes, contribuent alors à l'expulsion à la surface de la matière sous la forme d'un volcan de boue (Fig. 5.4).

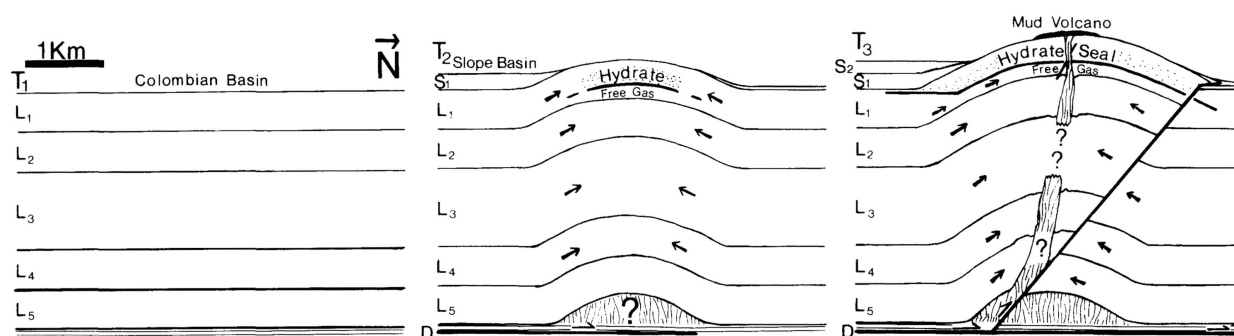


FIGURE 5.4 – Modèle schématique d'un plissement accompagné d'un diapirisme de boues d'après Reed *et al.* (1990)

Pour expliquer la forte concentration de volcans de boue dans la partie centrale du prisme, Reed *et al.* (1990) proposent un glissement gravitaire des séries sédimentaires. En effet, une surcharge sédimentaire du prisme pourraient favoriser l'activation de glissement gravitaire. Cependant, le niveau de décollement à l'origine de ce type de glissement n'a pas pu être imagé (Breen *et al.*, 1988).

Dans la région est du prisme, à proximité de l'Amérique du Sud, une structure plus marquée de prisme d'accrétion se dégage de la carte structurale (Fig. 5.1). La convergence avec la plaque Caraïbe, en comparaison avec la partie centrale du prisme, est plus frontale. Néanmoins, la présence des failles décrochantes, les failles Uraba et U2, conforte bien l'idée d'une convergence oblique (Silver *et al.*, 1990). Par ailleurs, la distribution de volcans de boues est moins dense (Fig. 5.1).

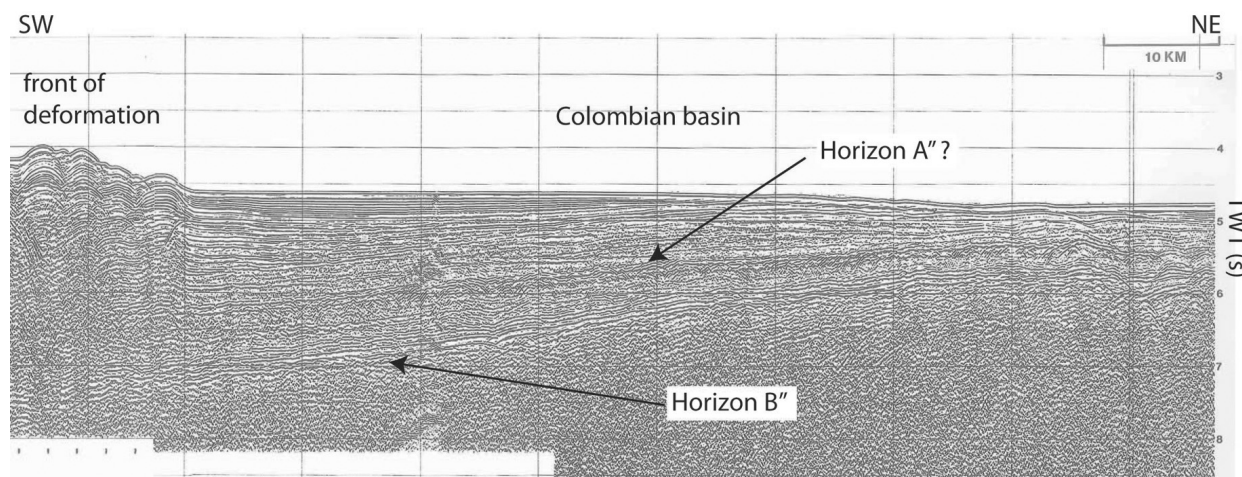


FIGURE 5.5 – Extrait de la ligne migrée CT21 montrant le front de déformation de la NPDB et le bassin de Colombie, provenant de Lu et McMillen (1982). Localisation de la ligne sur la figure 5.6.

Lu et McMillen (1982) imagent, grâce à la ligne sismique réflexion CT21, le front de chevauchement et une partie du bassin de Colombie (Fig. 5.5). En interprétant cette ligne, je suppose que le niveau de décollement principal du prisme Nord Panama, s'effectue soit au niveau de l'horizon B'', soit au niveau de l'horizon A'', soit au niveau de ces deux horizons. L'horizon A'' correspond à des sédiments d'âge éocène et l'horizon B'' au toit des épanchements basaltiques du LIP au Crétacé

supérieur de la plaque Caraïbe (Fig. 5.5). Cependant, il est possible que ces niveaux de décollement ne soient pas équivalents sur l'ensemble du front du prisme.

Cette présentation de la zone d'étude soulève des questions :

- Comment expliquer la répartition des volcans de boues dans le prisme ?
- La région centrale du prisme est-elle régie par un glissement gravitaire à grande échelle ?
- Quels sont la nature, l'âge et la provenance des sédiments impliqués dans les déformations et structures du prisme d'accrétion Nord Panama ?
- Comment se forme cet orocline ?

5.3 Données utilisées

Les données utilisées, pour répondre aux questions précédentes, proviennent de la base de données sismique de TOTAL S.A. et d'études stratigraphiques et paléontologiques effectuées sur les puits de la région.

Deux campagnes en mer de sismique réflexion ont été effectuées par le consortium AGIP S.P.A. en 1975 dans le prisme Nord Panama (Fig. 5.6, tracé des lignes en jaune), et de la campagne effectuée par BP en 1989, dans le golfe d'Uraba (Fig. 5.6, tracé des lignes en violet).

Ces lignes sismiques, migrées, sont présentées en secondes temps double ((s)TWT). Afin de corréler en profondeur les lignes sismiques, exprimées en secondes, avec les logs stratigraphiques et biostratigraphiques des puits, exprimées en pieds, une loi de vitesse a été créée à partir des *check shots* des puits environnants du prisme de Sinu et du golfe d'Uraba.

Grâce à l'étude détaillée des lignes sismiques dans le prisme Nord Panama, le golfe d'Uraba et le prisme de Sinu, je présente une nouvelle interprétation structurale de la zone d'étude.

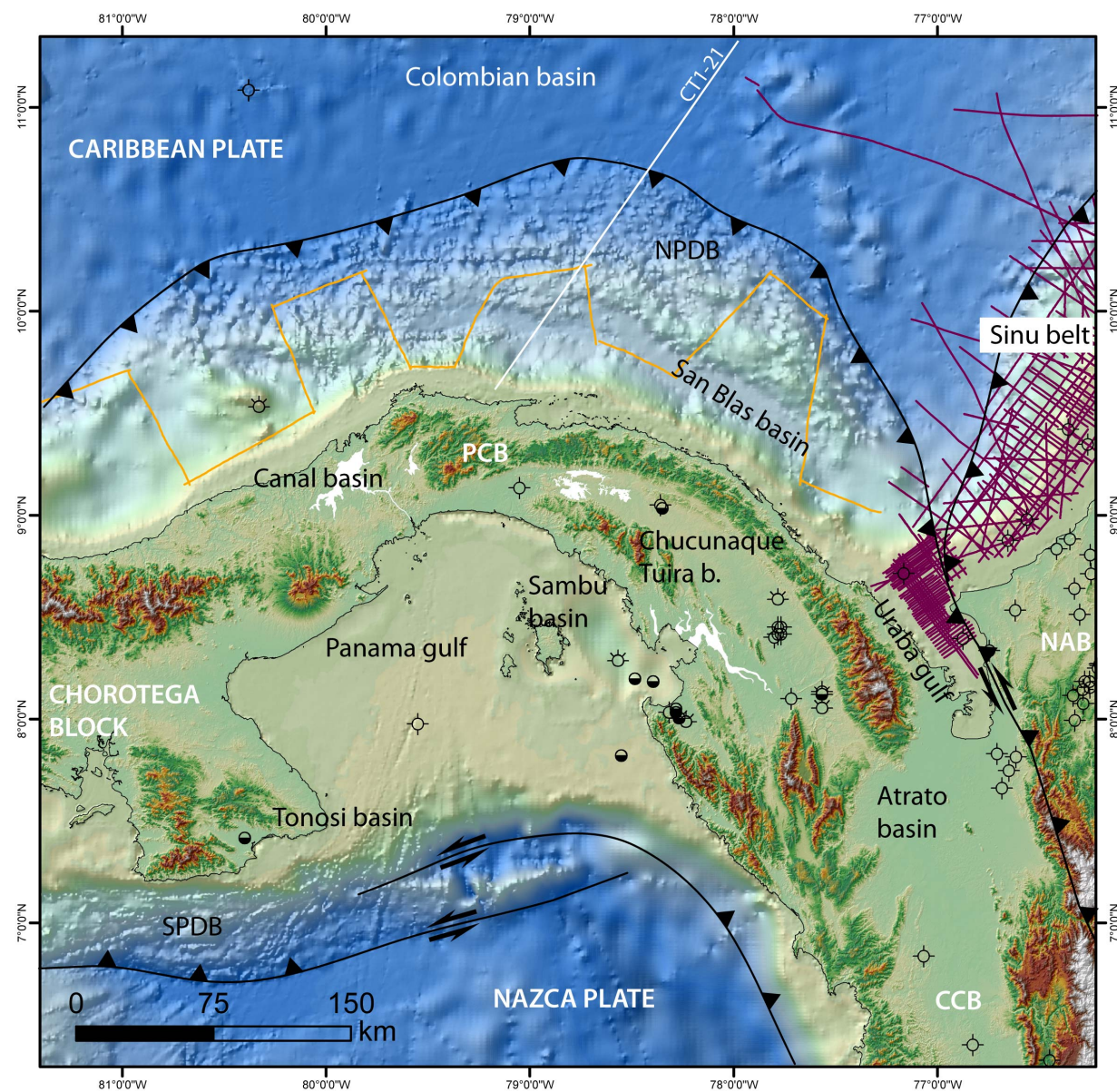


FIGURE 5.6 – Carte topographique et bathymétrique montrant le tracé des lignes sismiques dans la base de données et la distribution des puits. NPDB : North Panama Deformed Belt, SPDB : South Panama Deformed Belt, NAB : North Andean Block, PCB : Panama Chocó Block, CCB : Colombia Chocó Block.

5.4 A new insight to the accretion of the Central America on to South America continent : a role of tectonic uplift

Barat Flore (1), Maurin Thomas (2), Mercier de Lépinay Bernard (1), Sosson Marc (1)

(1) GeoAzur, Université de Nice Sophia Antipolis, CNRS (UMR 7329), Observatoire de la côte d'Azur, 250 rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France.

(2) Total S.A., 2 place Jean Millier, La Défense, 92400 Courbevoie, France.

Cet article a été soumis dans la revue Journal of South American Earth Sciences en 2013.

5.4.1 Présentation de l'article

La région du golfe d'Uraba est particulièrement intéressante à étudier, car elle témoigne du processus d'accrétion en cours du bloc Chocó contre l'Amérique du Sud. L'étude de la structure générale et des déformations de cette région particulière vont permettre de comprendre pourquoi la convergence s'inverse, c'est à dire, pourquoi la plaque Caraïbe commence à subduire sous l'isthme de Panama. Cette étude fournit également des contraintes temporelles sur le processus d'accrétion. En effet, les âges proposés pour l'initiation de la collision varient entre 25 Ma et 12 Ma.

Pour répondre à ces questions, nous utilisons des données de sismique réflexion issues de la base de données de TOTAL S.A., des rapports techniques sur les puits de zone d'étude, des données gravimétriques issues de GETECH, et des images spatiales, SRTM et ERS2-SAR.

5.4.2 Abstract

This paper presents a new insight to the process of accretion of Central America onto the continental margin of South America, its evolution and its impacts on the sedimentary input and migration. The consequent tectonic deformations and their associated structures along the suture zone produced topographic barriers that still actively control the migration of sediments into new sedimentary basins. The ongoing accretion between Central America and South America occurs in the Gulf of Darien and the Gulf of Urabá, where we focused our study on the sedimentary input and tectonic structures affecting these areas, by using seismic reflection profiles and satellite images. This area represents the triple junction between (1) the Caribbean Plate, marked by a Large Igneous Province, (2) the Chocó Block, an old fragment of the Caribbean Plate which is overlain by an extinct island arc, and (3) the North Andean Block, representing the active South American continental margin. This poorly understood region offers a rare observation of the competition between two subsequent accretionary wedge formations : the North Panama Deformed Belt (NPDB) and the Sinú Belt, both located at the northern margins of the Chocó Block and the North Andean Block, respectively ; and are linked to the opposite subduction of the oceanic Caribbean Plate. Inland, the surface expression of this collision is accommodated by the active strike-slip Uramita Fault Zone (the suture zone), delimiting the Chocó Block from South America. The compressive deformations along this fault zone, and also observed within the Chocó Block, indicate that collision first occurred in the south during the Miocene and propagated northward into the Gulf of Urabá during the Pliocene until today. This style of deformation is the result of the progressive accretion of Central America onto South America, associated with a thick sedimentary cover in the Basin of Urabá since its onset in the Middle Miocene. The sediments characterized by north-verging progradational patterns, suggesting they originated from the drainage basin of the

paleo-Atrato River in the Western Colombian Cordillera. We further propose that these sediments of continental affinity were first deposited in the Atrato-Tuira-Chucunaque Basin at the onset of the accretion, before being transported and deposited in the Basin of Urabá during Middle Miocene times. In addition, we suspect that the accretionary process is responsible for the early-stage breakup of the Chocó Block into two smaller units (during the Middle Miocene) along a right-lateral transpressive fault zone located near the political border between Colombia and Panama. We term this fault zone the Darien Shear Zone. Repeated deformations along this fault zone resulted in topographic barriers that lead to deviation of the paleo-Atrato River and of its continental sediments into the Urabá Basin, contributing significantly to the growth of the NPDB.

Keywords : Arc-Continent collision, Chocó Block, South America, breakup, migration of sediments

5.4.3 Introduction

Until this study, there was no clear consensus on the kinematics and timing of the Central America accretion, or on the nature of the zone of contact. Not only does this region represent the triple junction between the Caribbean, the South American and the Nazca Plates (Pennington, 1981; Adamek *et al.*, 1988; Kellogg et Vega, 1995), it is also comprised of several smaller tectonic blocks which make this region tectonically extremely complex : (i) the Chocó Block, in Central America (Dengo, 1985; Duque-Caro, 1990b); and (ii) the North Andean Block (NAB), in South America (Gutscher *et al.*, 1999; Witt *et al.*, 2006). Today, the Chocó Block is still actively accreting, with an oblique convergence against the North Andean Block, which is itself an amalgam of several allochthonous blocks accreted against the Guiana Shield of the South American Plate (Fig. 5.7.A) (Cediel *et al.*, 2003; Kennan et Pindell, 2009; Pindell et Kennan, 2009).

This region reflects a long geological history of successive exotic terrane accretions against the South American continent; The accretion of the Chocó Block (Central America) represents the latest event, which took place during the Cenozoic (Duque-Caro, 1990b; Cediel *et al.*, 2003; Kennan et Pindell, 2009). Nevertheless, the exact timing of accretion is widely debated. Coates *et al.* (2004) proposed a broad age spectrum from Middle Miocene to Early Pliocene, based on an unconformity; whereas, more recently, Farris *et al.* (2011) and Montes *et al.* (2012a) proposed an age between Late Oligocene and Early Miocene, mainly on the basis of geochemical analyses and other geological events in Central Panama that document a sudden uplift episode. Therefore, the aim of this study is to better constrain the age and dynamics of the accretion of Central America against South America.

An obvious consequence of this accretion was the uplift of Central America and the formation of sedimentary basins and accretionary wedge (Coates *et al.*, 2004; Montes *et al.*, 2012a) (and Barat *et al.*, submitted). Hence, the study of sedimentary basins and wedge provides important clues to this event. However, little exploration was performed in this area due to the difficult accessibility and poor rock outcrops induced by the dense vegetation. In order to overcome these issues, we analyzed and interpreted tectonic and sedimentary structures in the Chocó and North Andean Blocks, in the recent contact zone located in the Gulfs of Darien and Urabá (representing the suture zone between Central and South America). We also complemented our onshore study by using existing satellite images and gravimetric data, and acquired offshore seismic reflection data to better study the offshore parts.

Our interpretation of detailed stratigraphic, structural, and geophysical data enabled us to (1) date more precisely the onset of the Chocó Block accretion along the South America margin, and to

5.4 A new insight to the accretion of the Central America on to South America continent : a role of tectonic uplift

(2) better constrain the impacts and accretionary tectonic processes. We also present two detailed stratigraphic profiles of wells located in the Gulf of Urabá, which we used to date the sedimentary sequences and deformations. We then synthesized our results and previous observation to propose a new geodynamical model of the accretion of Central America against northern South America. This model traced for the first time the successive deformational events and the tectonic evolution for this region, from the Paleocene to today.

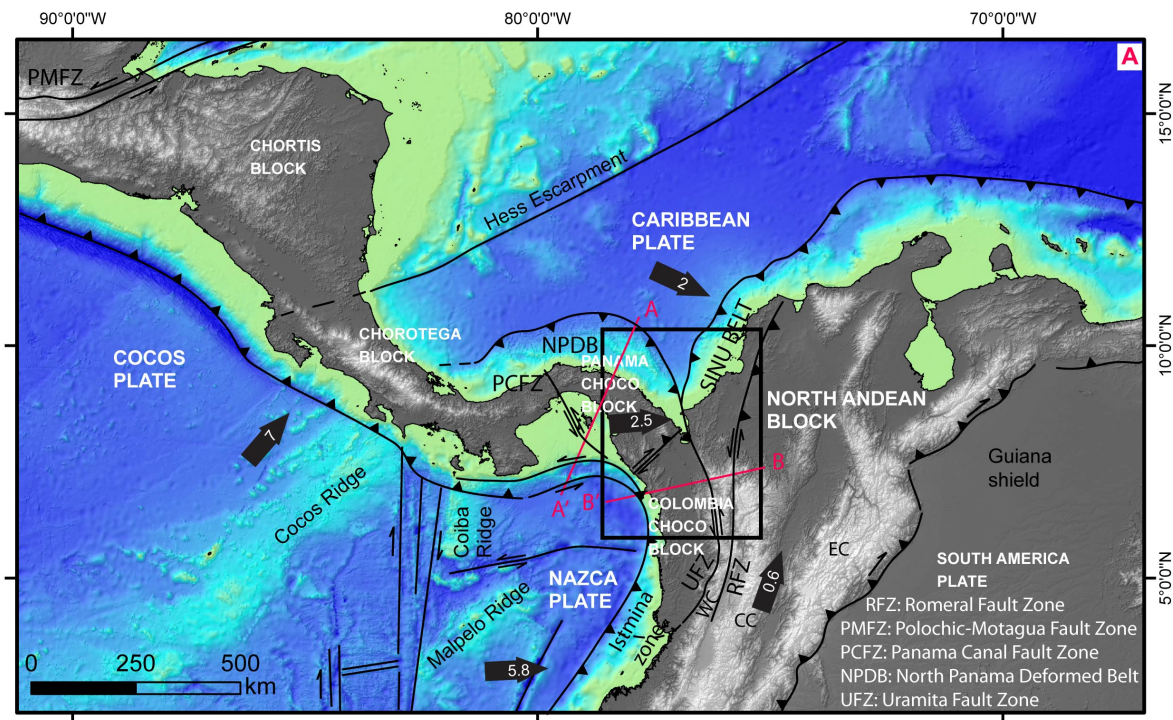


FIGURE 5.7 – A. Context map of Central America with plate motion. Black arrows show present day GPS determined relative velocities of major plates and blocks (cm/yr), relative to stable South America plate (Trenkamp *et al.*, 2002). WC. Western Cordillera, CC. Central Cordillera, EC. Western Cordillera.

5.4.4 Tectonic and Geologic context

The triple junction is situated in the Gulf of Darien and more precisely in the Gulf of Urabá (Fig. 5.7). It represents the modern zone of contact between the Caribbean Plate, Central America (the Chocó Block) and South America (the North Andean Block) (Fig. 5.7.A and Fig. 5.8.B) (Duque-Caro, 1990b; Flinch, 2003).

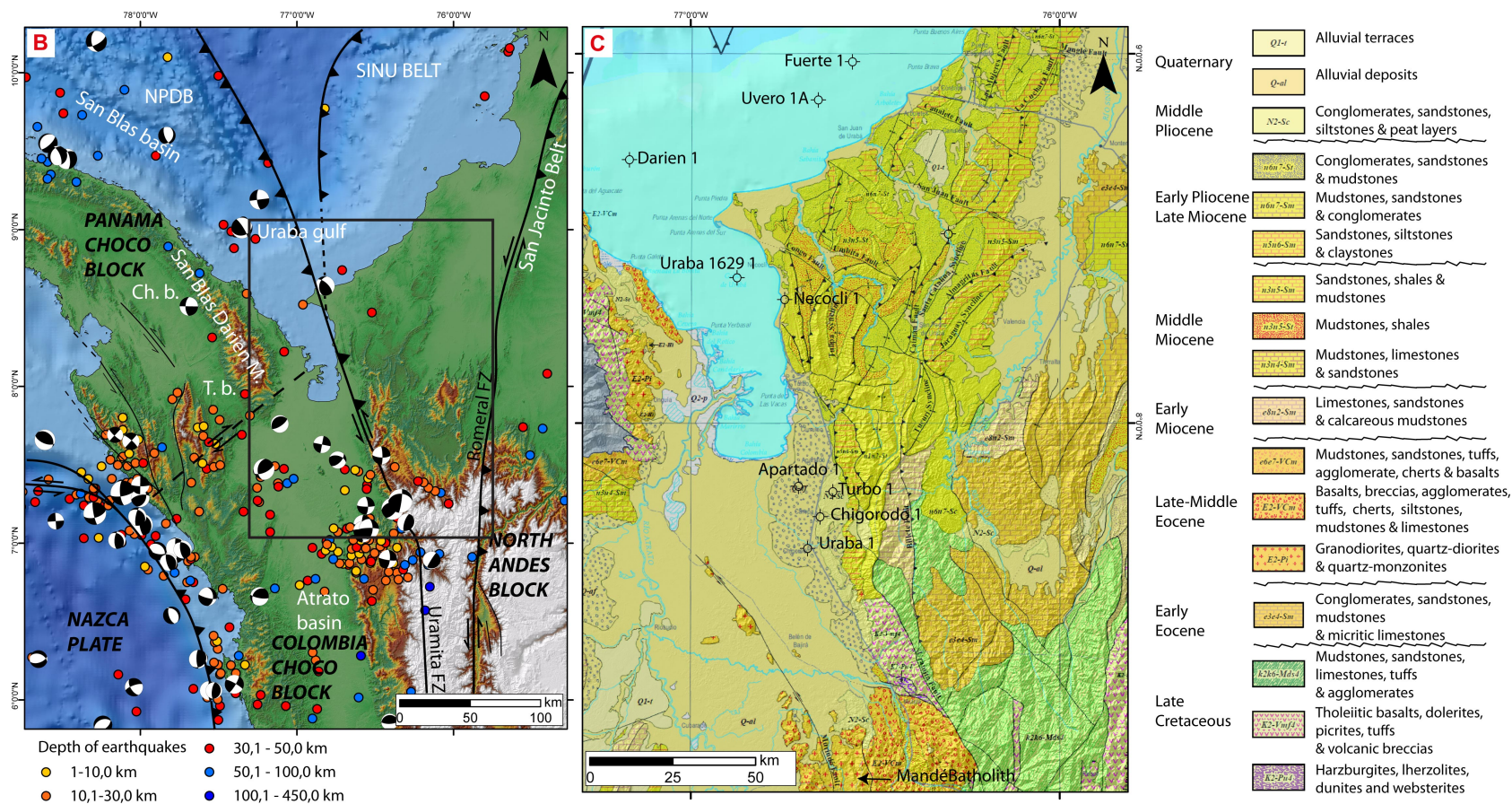


FIGURE 5.8 – (B. Tectonic map with focal mechanisms of earthquakes (Harvard catalog) and depth of earthquake (Engdahl and USGS catalogs). C. Geological map of onshore Uraba area with location of wells (Gomez *et al.*, 2007).

The Chocó Block is situated at the southwestern margin of the Caribbean Plate, partly in Panama and Colombia (Dengo, 1985; Duque-Caro, 1990b). It represents a block that anciently separated from the Caribbean Plate, upon which a volcanic arc was emplaced during the Cretaceous-Middle Eocene as a consequence of the oceanic Farallon Plate subduction beneath the oceanic Caribbean Plate (Duque-Caro, 1990b; Wegner *et al.*, 2011). Five structures delimit the Chocó Block (Fig. 5.7.A) : (1) the North Panama Deformed Belt (NPDB) to the north (Lu et McMillen, 1982; Silver *et al.*, 1990, 1995), (2) the Panama Canal Fault Zone (PCFZ) to the west (Case, 1974), (3) the Colombian accretionary Complex to the southwest (Westbrook *et al.*, 1995), (4) the Isthmina Deformed Belt to the south (Duque-Caro, 1990b), and (5) the Uramita Fault Zone (UFZ) to the east (Duque-Caro, 1990b). The inland extension of the UFZ, located south of the Gulf of Urabá, separates the Chocó Block from the North Andean Block, and Central America from South America.

Today, the Gulf of Urabá shows two accretionary wedges facing frontally : the Sinú accretionary Belt, to the east, and the North Panama Deformed Belt (NPDB), to the west (Duque-Caro, 1984; Silver *et al.*, 1990; Toto et Kellogg, 1992; Silver *et al.*, 1995; Flinch, 2003; Vinnels *et al.*, 2010). The NPDB developed off the northern coast of Panama as a consequence of the recent subduction of the Caribbean Plate beneath the Chocó Block (Silver *et al.*, 1990; Camacho *et al.*, 2010), and the Sinú accretionary Belt developed offshore northern South America as a consequence of the subduction of the Caribbean Plate beneath the northern boundary of South America since the Late Cretaceous (Fig. 5.7.A) (Bayona *et al.*, 2013). The offshore extension of the UFZ, located north of the Gulf of Urabá constitutes the southern deformation front of the NPDB and Sinú accretionary wedges (Fig. 5.7).

In this triple junction zone, the geology and morphology then reflect a complex tectonic history linked to several tectonic plate convergences (Mann et Corrigan, 1990; Villamil, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Cediél *et al.*, 2003; Pindell et Kennan, 2009; Silver *et al.*, 1990, 1995) :

1. The oceanic Farallon Plate anciently subducted beneath the Caribbean Plate during the Late Cretaceous-Middle Eocene (?), forming the volcanic arc of the Chocó Block.
2. The consequent accretion of Central America resulted in a new subduction zone, whereby the Caribbean Plate subducted beneath the Chocó Block since the Middle Miocene until today, and forming the NPDB.
3. The constant subduction of the Caribbean Plate beneath the South American Plate since the Late Cretaceous, forming the Sinú accretionary Belt and the Late Cretaceous-Middle Eocene volcanic arc of the NAB in South America.
4. A complex multiple-type plate interaction between the Chocó Block and the Nazca Plate (mainly strike-slip).

In this region, the oldest rocks found, Late Cretaceous in age, are harzburgites, lherzolites, dunites, websterites, tholeiitic basalts, dolerites, tuffs and volcanic breccias (Fig. 5.8.C) (Gomez *et al.*, 2007). Although the general consensus is that they reflect an oceanic plateau, their origin is widely argued. They have been often attributed to the Caribbean Large Igneous Province (CLIP) (Hoernle *et al.*, 2002, 2004; Revillon *et al.*, 2000b,a; Lapiere *et al.*, 2000; Mauffret *et al.*, 2001), and more rarely to another oceanic plateau, possibly the Gorgona Plateau (Sinton *et al.*, 1998; Kerr et Tarney, 2005). Therefore, these rocks can be considered as part of the Caribbean Plate, and form the basement rocks of Central America (Fig. 5.9). In the region between the Uramita and the Romeral Fault Zones, which mark the suture zone between Central and South America, these

rocks are overlain by deformed turbiditic sequences (mudstones, sandstones, limestones, tuffs and layers of agglomerates) of Late Cretaceous age (Fig. 5.8.C, and Fig. 5.9) representing the oldest sedimentary cover of the Caribbean Plate (Sinton *et al.*, 1998; Flinch, 2003; Gomez *et al.*, 2007).

As the Farallon subduction progressed, an intra-oceanic arc was building atop the Caribbean CLIP basement rocks. This volcanic arc represents the Central America Isthmus (Montes *et al.*, 2012b,a), and mainly the Chocó Block. This volcanic arc is characterized by the presence of magmatic and volcanoclastic rocks, with geochronological ages (Ar-Ar and K-Ar methods) ranking from Late Cretaceous to Middle Eocene, found in the remaining exposure San Blas-Darien Massif rocks in Panama, and the Mandé Batholith in Colombia (Sillitoe *et al.*, 1982; Aspden *et al.*, 1987; Maury *et al.*, 1995; Wegner *et al.*, 2011) (Fig. 5.8.C and Fig. 5.9).

Further east, the volcanic arc associated to the Caribbean Plate subduction beneath South America appears in the Central Cordillera and the Sierra Nevada de Santa Marta (Cardona *et al.*, 2011; Villagómez et Spikings, 2013). In the Caribbean Sea, the sedimentary rocks of Paleocene-Early Eocene ages unconformably overlay Late Cretaceous turbiditic sequences of the Caribbean Plate (Fig. 5.9). These are composed of successions of conglomerates, sandstones, mudstones and micritic limestones (Fig 5.8.C and Fig. 5.9), which are folded and faulted in the Sinú accretionary wedge due to the convergence between the Caribbean and South American Plates (Gomez *et al.*, 2007; Flinch, 2003). These outcrops appear in the Sinú-San Jacinto area, close to the Romeral Fault Zone, the former representing the accretionary wedge related to the subduction of the Caribbean Plate under the South American Plate (Duque-Caro, 1984; Toto et Kellogg, 1992; Flinch, 2003; Vinnels *et al.*, 2010).

Between Middle Eocene until the Oligocene, several geological changes occurred which have been attributed to one major tectonic event. However, this tectonic event has until now never been identified. The two main geological changes observed are : (1) the uplift of the Chocó Block (dated by the Mandé Batholith rocks) and of the Central Cordillera of South America, based on thermochronological data (Villagómez et Spikings, 2013) and the appearance of regional unconformities (Fig 5.8.C and Fig. 5.9) (Duque-Caro, 1990a; Villamil, 1999); (2) the cessation of arc volcanism along both subduction margins (Central and South America) (Wegner *et al.*, 2011; Cardona *et al.*, 2011; Villagómez et Spikings, 2013); and (3) the synchronous apparition of Neogene sediments, deposited in groove-shaped synclinal basins along the western foothills of the San Blas-Darien Massif and of the volcanic arc of the Chocó Block in the Colombian part (on the Pacific side) (Barat *et al.*, submitted). The Atrato-Tuira-Chucunaque Basin is of particular interest to us because it describes an abnormally thick sediment cover of more than 6000 m in the Chucunaque Basin (Case *et al.*, 1971). This basin is defined in the literature as three separate uncorrelated basins : the Atrato, Tuira and Chucunaque Basins; however, they all present similar particularities, such as significant gravity anomalies and very thick stratigraphic sequences (Duque-Caro, 1990a; Case *et al.*, 1971), which suggest to us that they were once related and formed a singular basin; though its tectonic origin is not yet understood.

Coates *et al.* (2004); Duque-Caro (1990b); Montes *et al.* (2012a) demonstrated that a major tectonic event occurred between 12 and 25 Ma, based on paleomagnetic, paleontological and lithological data, which they correlated to the accretion of the Chocó Block against South America. At this time, the first contact between the Chocó Block and the pre-established Sinú accretionary wedge (South America) is believed to have been established. However, no link has been made with the uplifts described earlier. In addition, the exact timing and style of the accretion is enigmatic, as well as the reason for the onset of the Caribbean Plate subduction beneath the Chocó Block around this time (Middle Miocene) (Silver *et al.*, 1990). Farris *et al.* (2011) proposed that the

collision of the Chocó Block against South America is the result of the breakup of the Farallon Plate into the smaller Cocos and Nazca Plates, around 25-23 Ma, when the subsequent subduction became oblique and resulted in the formation of the North Panama Deformed Belt (NPDB). The accretionary NPDB wedge is marked by an elongated offshore basin called the San Blas Basin, a major backthrust, and a fold-and-thrust-belt (Silver *et al.*, 1990; Reed et Silver, 1995). The San Blas Basin is found between the eastern foothills of the San Blas-Darien Massif and the backthrust (Fig. 5.8.B).

The Gulf of Urabá is located between the volcanic arc of the Chocó Block and South America (Fig. 5.7), and represents the area where ongoing accretion occurs offshore, with Neogene sediments being deposited in the Urabá Basin. Previous interpretations propose that the Urabá Basin formed during a transtensive tectonic regime during the Lower Miocene, to be later inverted by a transpressive regime during the Late Neogene (Cediel et Restrepo, 2011). In this study, we attempt to resolve the question of the origin of the sediments in the Urabá Basin, which, until now, was unclear.

5.4.5 Results

5.4.5.1 The Uraba Basin

The Urabá Basin is bounded by : (1) the UFZ to the east, (2) the San Blas-Darien Massif (volcanic arc) to the west, and (3) the Late Cretaceous-Paleogene rocks of the Western Cordillera to the south-southeast (Fig 5.8.B). This basin, with an average width of 25 to 30 km and thickness of more than 3000 m, represents the southward edge of the San Blas Basin. We determined its age using stratigraphic data obtained from two wells (Rodriguez *et al.*, 1979; Jones, port; Duque-Caro, 2001) : the Phillips Petroleum Co. 1629-1 and the Texas Petroleum Co. Darien-1 (Fig. 5.9). We observe that the Urabá Basin is filled with Oligocene-Early Miocene to Holocene siliciclastic sediments, lying unconformably over Late Cretaceous-Eocene volcanic-volcaniclastic deformed rocks, considered as the acoustic basement rocks (Fig. 5.9 and Fig. 5.11). There are well preserved inverted normal faults and simple reverse faults, affecting the acoustic basement (Fig. 5.11, seismic line 5).

Overlying this basement and solely along the volcanic arc's margin, we observe a Late Pliocene-Early Pleistocene shallow marine carbonate platform, documented by the well Darien-1 (Fig. 5.11, seismic line 3). Further south of this area, the carbonate platform (Fig. 5.11, seismic line 4) is tilted and older than the northern carbonate platform (Fig. 5.11, seismic line 3). We also notice northward-verging progradational patterns (Fig. 5.11, seismic line 6), indicating that the direction of sediment flux is from the south. We dated these structures and documented a sedimentary input starting from the Middle Miocene until the Holocene. Sandstones and shales, interbedded with layers of coal, indicate a continental contribution, probably originating from the paleo-Atrato River (Fig. 5.9).

In conclusion, we interpret the Urabá Basin as a Neogene foreland basin, with a sediment input controlled by the UFZ and originating mainly from the paleo-Atrato River.

5.4.5.2 The North Panama Deformed Belt (NPDB)

Our seismic reflection lines transect the Gulf of Darien, the Gulf of Urabá, the NPDB and the Sinú Belt (Fig. 5.10 and Fig. 5.11), enabling us to image their geometry and tectonic interactions.

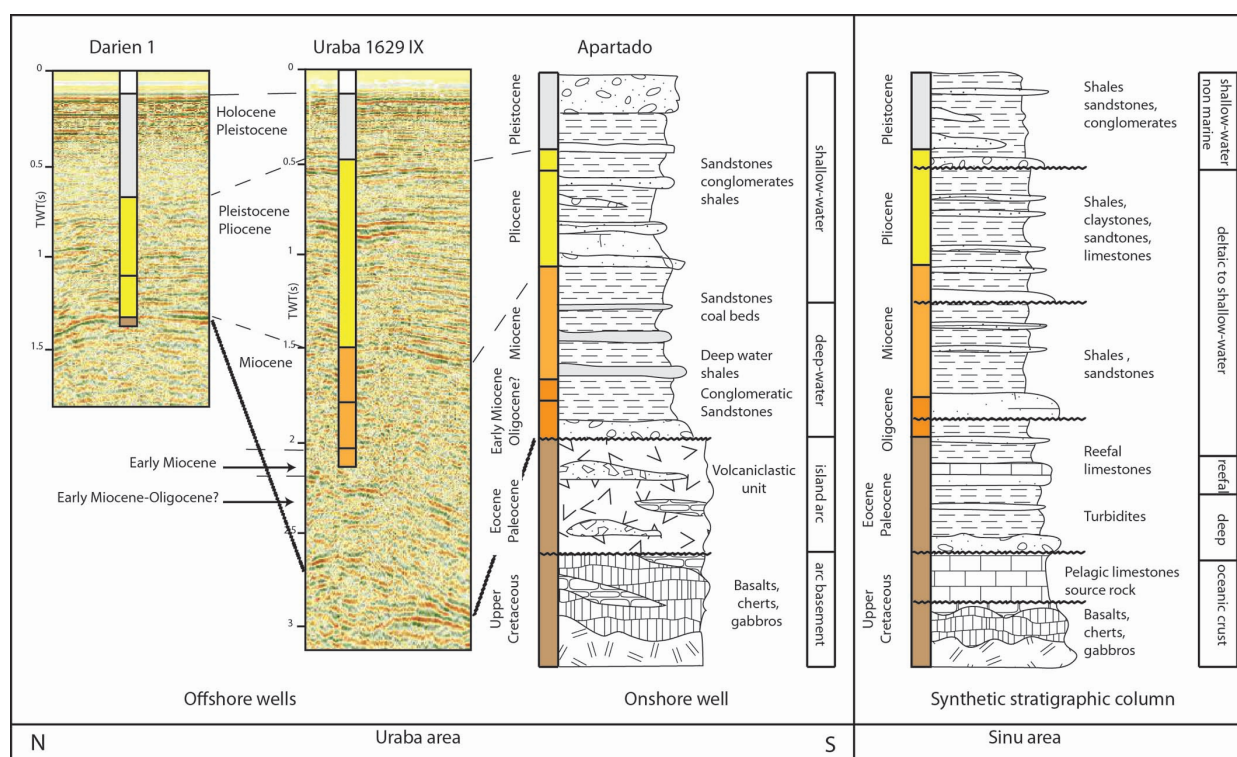


FIGURE 5.9 – Well logs of Phillips Petroleum Co. 1629-1 and of Texas Petroleum Co. Darien 1 in the Uraba gulf, and correlation with synthetic chronostratigraphic column from the Apartado 1 well (ECOPETROL, 1982). For comparison, synthetic chronostratigraphic of Sinu Belt modified from Flinch (2003).

In order to interpret the large-scale deformations of this region, we complemented our seismic data with those from a previous study by Flinch (2003) located further south and inland (seismic line 5 in Fig. 5.11). Our observations and interpretations along the seismic lines 1 to 5, from south toward north (Fig. 5.11 and Fig. 5.10) describe the following patterns :

- Line 5 (Flinch, 2003) (Fig. 5.11) : The Sinú accretionary wedge overthrusts the flexural Urabá Basin along the UFZ. Hence, the UFZ represents the thrust front of the west-verging Sinú accretionary Belt. The thin skinned, west-verging thrusting internal structure of the Sinú accretionary Belt seems to be controlled by two decollement levels, one in the oceanic crust, and the other perhaps in the Upper Cretaceous to Paleocene shale section (Flinch, 2003). Upper Eocene to Miocene piggyback basins (Fig. 5.7.C and Fig. 5.11, seismic line 5) overlie the wedge imbricates (Flinch, 2003). The acoustic basement of the Chocó Block, located beneath the Sinú accretionary Belt, is interspersed with normal faults which became inverted due to plate convergence.
- Line 4 (Fig. 5.11) : The deformed acoustic basement of the Chocó Block is described by northeast-verging compressional folds and thrusts, forming imbricate slices. This apparent compressional regime can be dated prior to the Urabá Basin formation. A major unconformity between this acoustic basement and the overlying basin sediments can be interpreted as the effect of significant uplift during the Oligocene-Early Miocene.

- Line 3 (Fig. 5.11) : The sediments in the Urabá Basin seem to have been deformed by a compressional regime during the Late Miocene, forming northeast-verging folds and thrusts (Fig. 5.11). Therefore, we interpret the UFZ as the thrust front of the NPDB, active since the Late Miocene-Early Pliocene. It is represented by a positive flower structure. Further east of the UFZ, in the Sinú accretionary wedge, a major Miocene-Pliocene unconformity appears. Below this unconformity, the sediment layers are folded and faulted towards southwest. Above this unconformity, the sediments, Pliocene in age, are thick and undeformed. We propose that this high sedimentary input during this time was linked with the presence of a triangular structural zone near to the UFZ.
- Line 2 (Fig. 5.10) : The sediments of the Urabá Basin show progressive northeast-verging folds and thrusts since the Pliocene. The UFZ here still represents a positive flower structure, as in line 3, but describes a stronger and more significant thrusting component. In the Sinú accretionary Belt, the faults are progressively reactivated during the Pliocene, and northeast-verging folds and thrusts appeared during the Pleistocene-Holocene.
- Line 1 (Fig. 5.10) : The NPDB accretionary wedge is described with a high positive topography formed by a major backthrust in positive flower structure. Its lower slope shows folds and thrusts with a décollement, visible between 6 and 7 s TWT. Since the younger horizons are also affected by the faults, all these deformations are interpreted to be currently still active.

The diachronism of the NPDB folds and thrusts, observed throughout the seismic lines, highlights the progressive northward compressive deformation, particularly pronounced during the Oligocene-Eocene until nowadays. Its deformation front migrated in a similar direction and gradually involved younger sedimentary deposits. The orocline that shapes the NPDB and the present deformations, observed by GPS velocities (Trenkamp *et al.*, 2002) suggest an oblique convergence, in agreement with Silver *et al.* (1990, 1995). We propose that the lateral strike-slip motions observed by the positive flower structures in our seismic lines are accommodated by the major backthrust in the NPDB and by the UFZ in the Gulf of Darien.

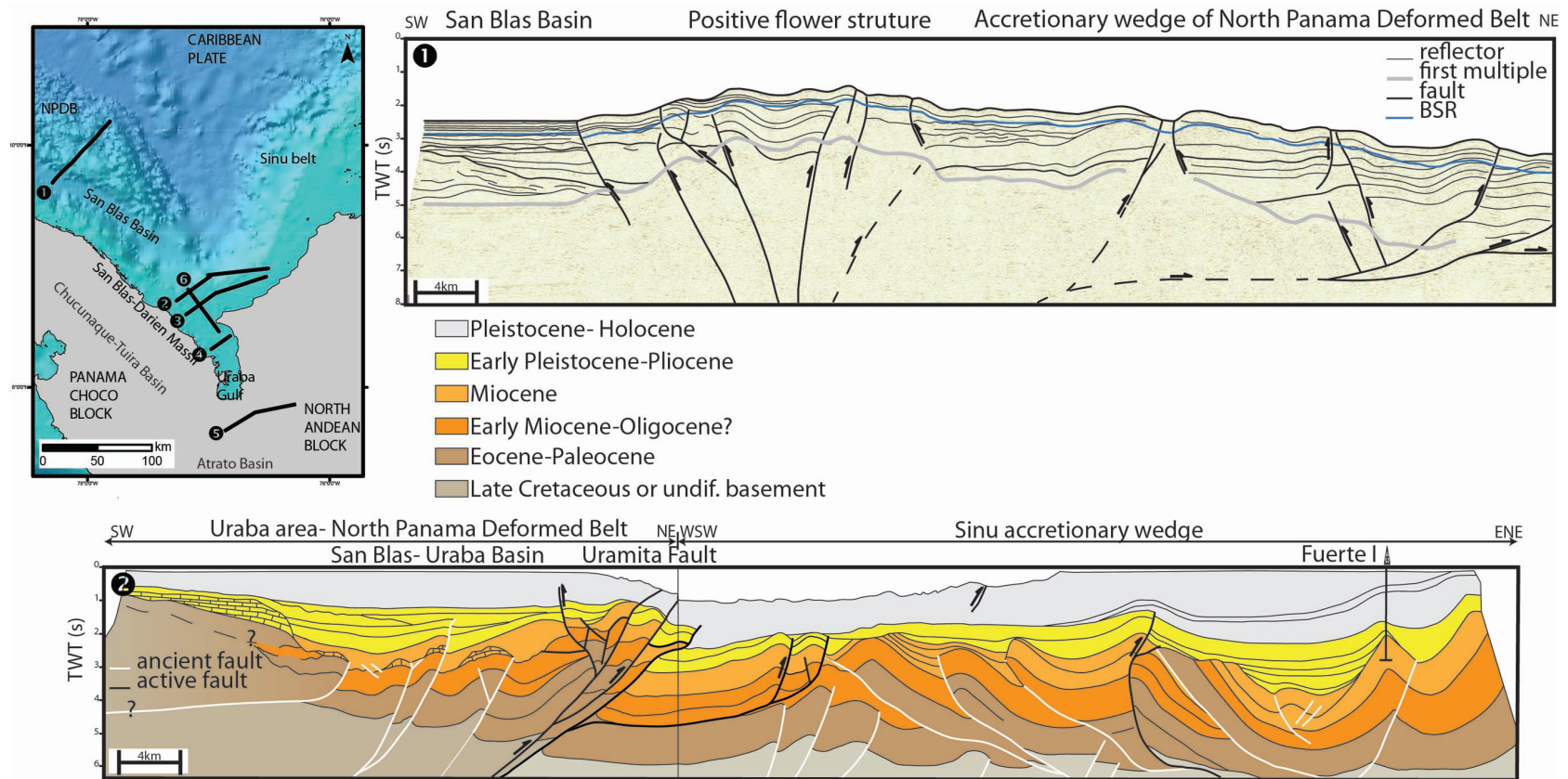


FIGURE 5.10 – Map showing the location of interpreted seismic lines. The first one is a line drawing of PAN 16 (1), in the NPDB. The second one is an assemblage of two lines : 89-03 and SAC/F25 (2).

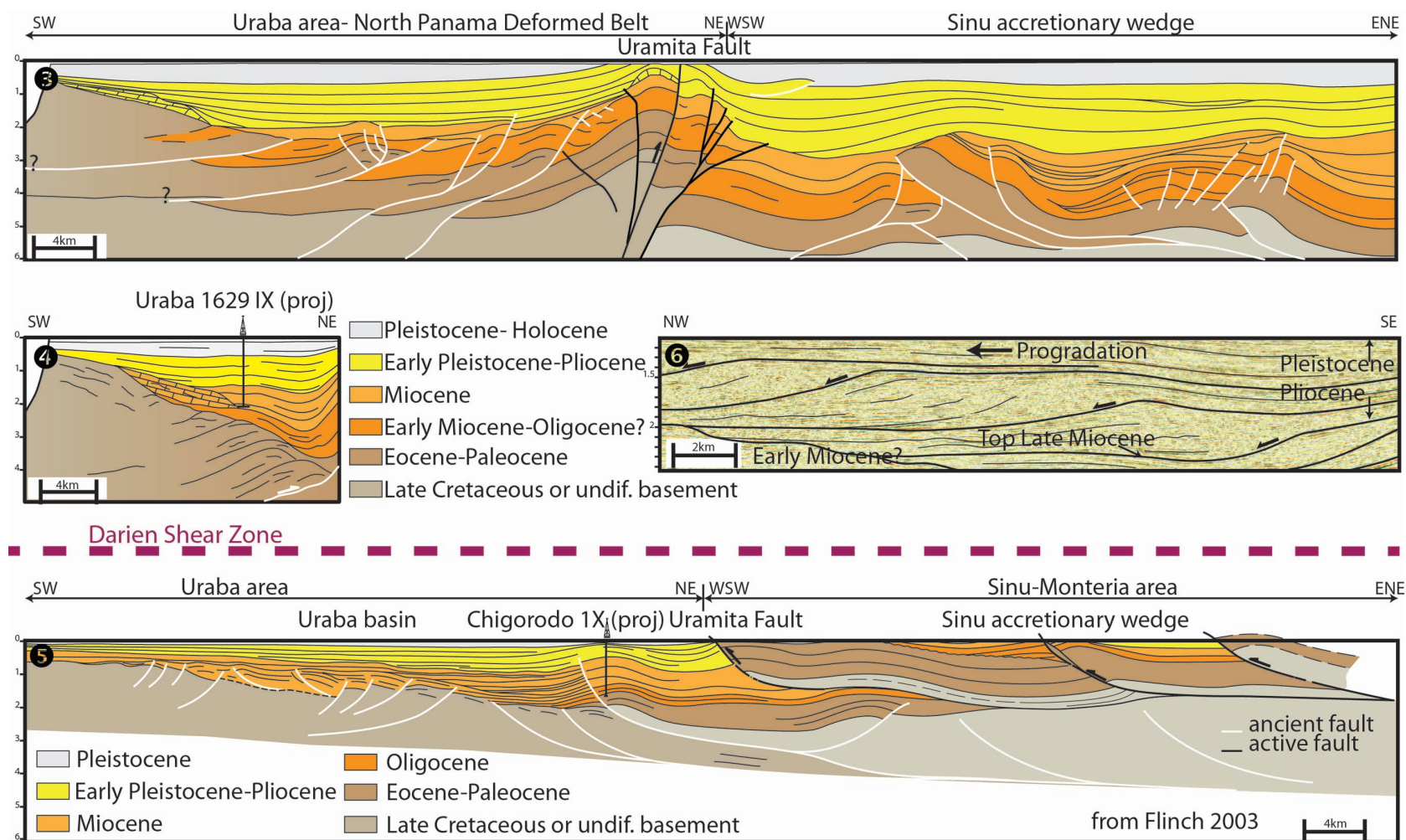


FIGURE 5.11 – Seismic lines interpretations : (3) is an assemblage of 89-27/Colombia, (4) the line 89-27 shows the morphology and the structure of the basin of Uruba, (5) is an assemblage, modified from Flinch (2003), (6) is an extract of 89-16 line showing tilted sedimentary figures prograding toward the north.

5.4.5.3 The Chocó block

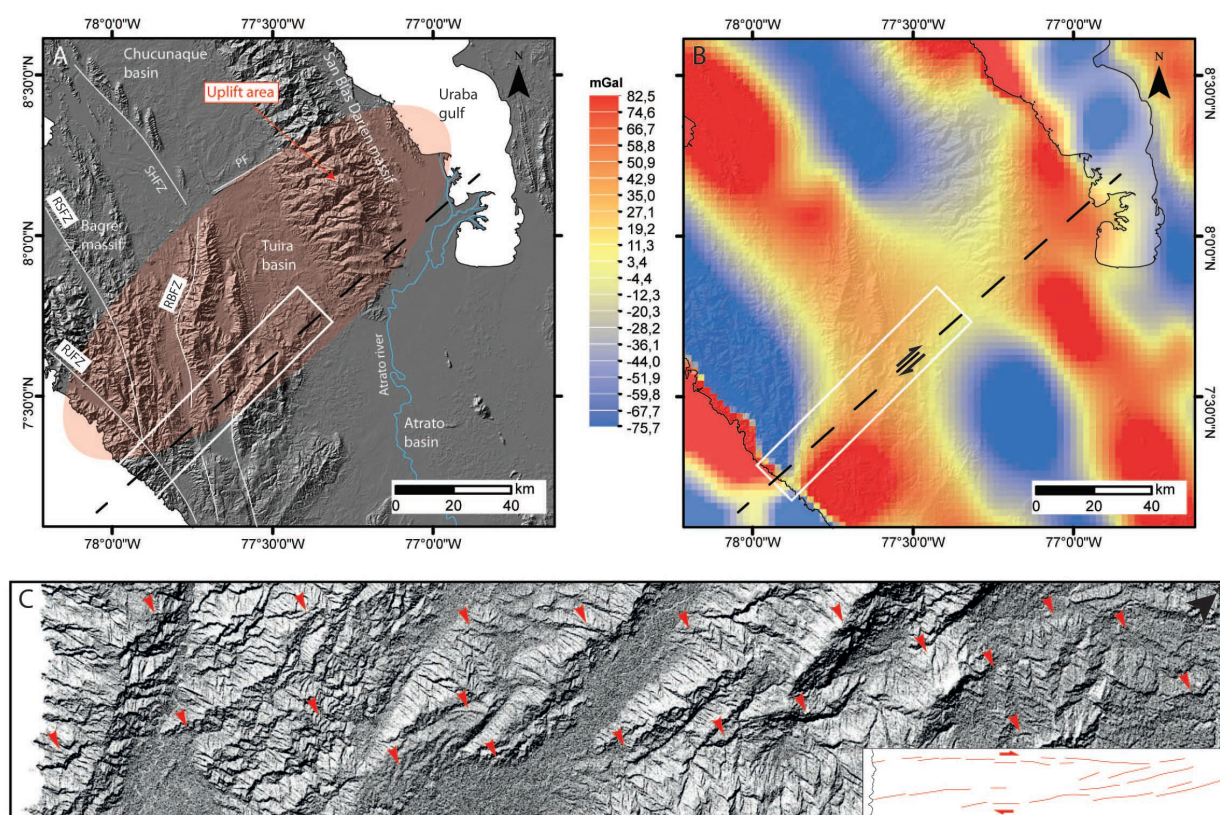


FIGURE 5.12 – A. Topographic map of the studied area from SRTM with main fault zones : the Rio Jaque Fault Zone (RJFZ), the Rio Sambu Fault Zone (RSFZ) and the Rio Balsas Fault Zone (RBFZ) and Darien Shear Zone (DSZ). B. A high cut filter at 100 km on the Bouguer Anomaly calculated by Getech. C. Extract of SAR ERS2 image acquired on 03-04-2006 in descending mode of the orbit 57265 and track 297 showing lineaments at the topographic surface.

In the above section, we described the offshore deformations linked to the accretion of the Chocó Block. We now describe the onshore deformations.

Previously recorded gravimetric and geological data suggested that the San Blas-Darien Massif and the Mandé Batholith may constitute the same Upper Cretaceous-Middle Eocene volcanic arc unit, and that the Chucunaque-Tuira and Atrato Basins may have once formed a single basin (Case *et al.*, 1971; Montes *et al.*, 2012a). Therefore, in this study, we assumed that these structures are related to one another (Fig. 5.12.A). In order to better understand them, we associated both geophysical and geomorphological data from spatial images (topographic model from SRTM and an extract of the SAR-ERS2 images) (Fig. 5.12.A). The SAR-ERS2 images were acquired on the 3rd of April, 2006, in a descending mode of the orbit 57265 and track 297 (Fig. 5.12.C). In eastern Panama, we observe a regional uplift, oriented NE-SW, which affects all of the geological structures of the region (Fig. 5.12.A), including three major left-lateral strike-slip fault zones : the Rio Jaque (RJFZ), the Rio Sambu (RSFZ) and the Rio Balsas (RBFZ) Fault Zones (Fig. 5.12.A). These fault zones all control the regional morphology, accommodate the convergent displacement

between the Chocó Block and the Nazca Plate, and contribute to the bending of the Isthmus of Panama since the Neogene. The northern edge of this uplifted area coincides with the eastern termination of the Tuira Basin and with another major fault zone, called the Pirre thrust, oriented NE-SW (Fig. 5.12.A). In the southern edge of this uplifted area, based on the SAR-ERS2 images, we distinguish lineaments defining a right-lateral strike-slip motion that trends perpendicular to the plate interface and sub-parallel to the Pirre thrust, offsetting the RJFZ, RSFZ and RBFZ and affecting the general topography of the region (Fig. 5.12.A and Fig. 5.12.C). However, we are unable to quantify this displacement visually using this data. Therefore, we used a map of the high-cut regional Bouguer anomaly at 100 km wavelength (by the Getech Company Fig. 5.12.B), which shows that there is a 30 km horizontal NE-SW offset between the positive and negative anomalies recorded, corresponding to the uplifted basement and its volcanic arc, and to subsided sedimentary basin, respectively. In addition, this zone is subject to locally increased seismic activity. Together, these observations support the presence of an active fault zone, hereafter referred to as the Darien Shear Zone. Offshore, the expression of this fault zone can also explain a discontinuity which we observe between the NPDB, to the north, and the Sinú accretionary Belt, to the south.

5.4.6 Discussion

5.4.6.1 The accretion of the Chocó block

The subduction of the Caribbean Plate beneath South America since the Late Cretaceous progressively reduced the distance between Central America and the northwestern edge of South America (Fig. 5.13 and Fig. 6.6). There is a large debate on the age of the initiation of this accretion. Our seismic interpretations suggest that the initiation of this collision is older than previously proposed, i.e. Middle Miocene (Mann et Corrigan, 1990; Coates *et al.*, 2004; Farris *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a).

When the first contact with the continent was established, several tectonic events began affecting Central America (Fig. 5.13) : (1) arc volcanism on the South American margin ceased in its southern part (Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011); (2) Central America fragmented into the Chocó and the Chorotega Blocks by left-lateral deformations (Case (1974) and Barat *et al.*, submitted); (3) the Chucunaque sedimentary Basin formed (Barat *et al.*, submitted); and (4) the Mandé Batholith rapidly uplifted between 37-38 Ma, as shown by Apatite Fission Tracks (AFT) (Villagómez et Spikings, 2013). On the other hand, the principal effect of this accretion on South America, especially in the Central Cordillera near the Isthmina fault area, is a rapid uplift during 38- 37 Ma (Villagómez et Spikings, 2013). Analyzing the geographical patterns and timing of these deformations enables us to suggest that accretion was initiated between 40 and 38 Ma, with an oblique convergence, and impacting firstly the southernmost part of the Central America isthmus (Fig. 5.13). The most significant indirect indication that this accretion took place at that time is the synchronous formation of unusually thick sediment cover, of over 6000 m and 7000 m, in the Chucunaque and Atrato Basins, respectively, relative to comparable global settings (Case *et al.*, 1971; Case, 1974). This was previously explained by a very high sedimentary contribution caused by the erosion of the uplifted South American continent as Central American approached the margin, providing additional support to our proposed age of accretion (Late Eocene-Oligocene) (Fig. 5.13). The sediment input in the Atrato-Tuira-Chucunaque Basin then came from the Paleo-Atrato channel (Fig. 5.13).

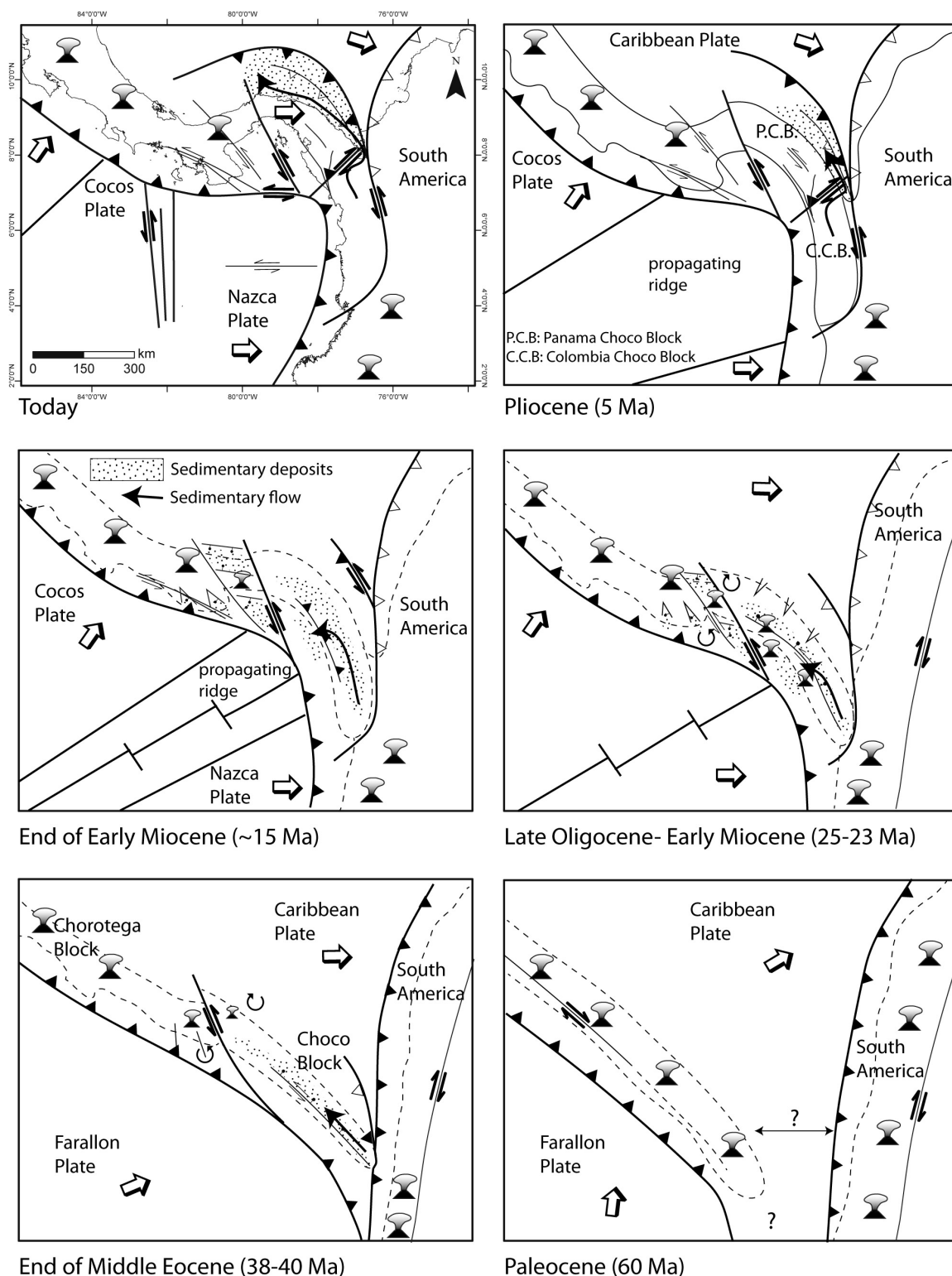


FIGURE 5.13 – (Figure 6) Tectonic reconstruction since the Paleocene with fixed South America showing the progressive accretion of Central America volcanic arc and formation of Chorotega and Chocó blocks. Motion of Farallon plate is from Pardo-Casas et Molnar (1987) and Cocos and Nazca plates from Meschede et Barckhausen (2000), and block rotations from Montes *et al.* (2012a).

5.4 A new insight to the accretion of the Central America on to South America continent : a role of tectonic uplift

Our observations of a northward propagating deformation front along the UFZ, which defines the zone of contact between Central America and South America, indicates that the accretion event took place in a "zipper" style, i.e. the initial contact occurred in the south and progressed northward : (1) at least from Miocene in the southern Urabá Gulf, (2) Pliocene in the northern Urabá Gulf, and (3) active currently in the NPDB.

5.4.6.2 The break-up of the Chocó Block and the initiation of a new subduction zone

The break-up of the Farallon Plate into the smaller Nazca and Cocos Plates at 25-23 Ma contributed to the formation of a new tectonic plate setting and kinematics (Meschede et Barckhausen, 2000; Lonsdale, 2005). The consequently younger and shorter oceanic Nazca Plate could no longer subduct along the ancient Farallon Plate subduction front, i.e. beneath the Caribbean Plate, due to a sudden increase in its buoyancy (Fig. 5.13 and Fig. 6.6). The Nazca Plate being more buoyant then acted as an indenter, pushing the Chocó Block further east against the South American continent. The final stage of the collision of the Chocó Block against South America was established when the oceanic Caribbean Plate, which was then located between Central America (Colombian part of Chocó Block) and South America, was completely subducted (Fig. 5.13 and Fig. 6.6). However, the Panama part of the Chocó Block continued its eastward displacement, with a faster rate than the Caribbean Plate, inferred by the compressional deformation recorded onshore and by a strong plate coupling with the Nazca Plate (Fig. 5.13). This eastward differential velocity was accommodated by the formation of the Darien Shear Zone, which enabled the switch in subduction direction for the Caribbean Plate to begin subducting beneath the Chocó Block (Fig. 6.6).

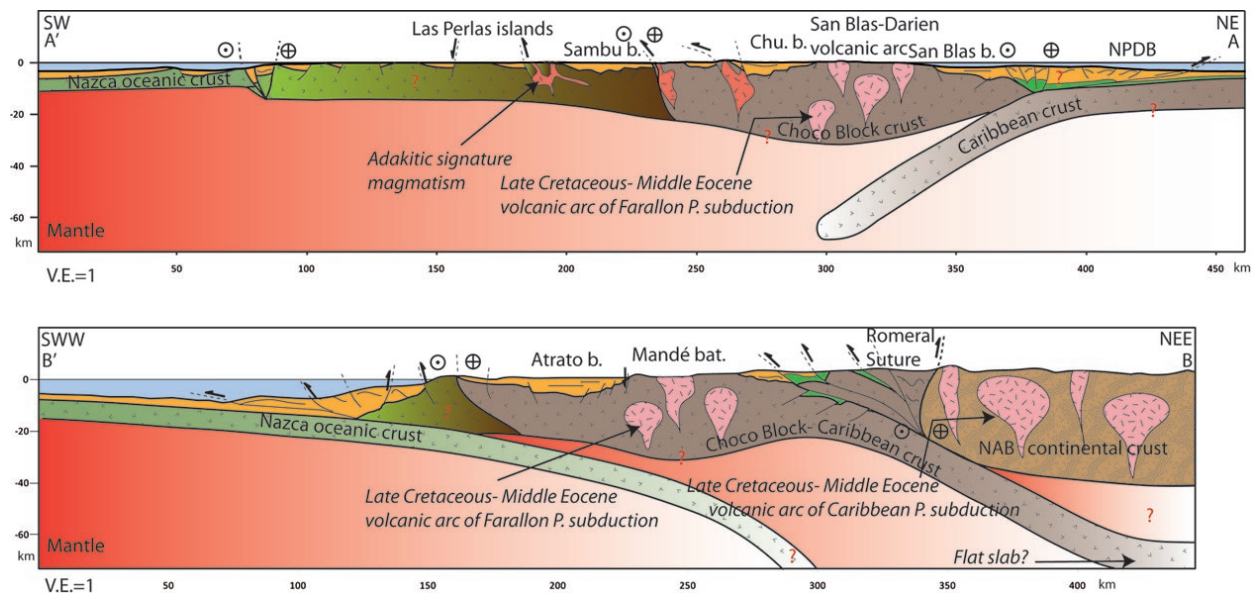


FIGURE 5.14 – Regional cross sections of Panama region (AA') and Colombia region (BB'). In green color, Cretaceous sediments and in yellow color, tertiary sediments. P. for Plate, b. for basin and bat. for batholith. Cross section BB' modified from Taboada *et al.* (2000); Bayona *et al.* (2013).

In order to date the formation of the Darien Shear Zone and this change in the subduction

direction, we analyzed the changes in the sedimentation rates recorded in the Urabá Basin. Our seismic profiles show a sudden increase in the sedimentation rate during the Middle Miocene, which we explain by the deviation of the course of the paleo-Atrato River (Fig. 5.11, seismic line 6), caused by the transpressive displacement along the Darien Shear Zone. Since the increased sedimentation rate in the Urabá Basin began in the Middle Miocene, we suggest that the initiation of the Darien Shear Zone displacement can also be dated back to this time. Although we are restrained to relatively shallow observations, we assume that for such a large-scale deformation to occur, this shear zone must be a relatively deep structure, affecting a large part of the Central America lithosphere (Fig. 5.12). Therefore, we consider that the Darien Shear Zone is deep-rooted and that it is also responsible for the breakup of the Chocó Block into two distinct smaller blocks : the Panama Chocó Block and the Colombia Chocó Block (Fig. 5.13).

Our seismic data indicates that, at Middle Miocene times, the Colombian Chocó Block was fully accreted, in agreement with the onset of the NPDB formation proposed by Silver *et al.* (1990, 1995), as well as with the hypocenter locations of the Caribbean slab beneath the Isthmus of Panama (Camacho *et al.*, 2010). We further propose that the diachronic convergence between the Chocó Block and the Caribbean Plate generating the NPDB orocline (Fig. 5.13 and Fig. 6.6). In addition, the deformed sediments of the NPDB may come from the Atrato river sediment input.

5.4.7 Conclusion

Our seismic study describes the evolution of the foreland Basin of Urabá, the origin of the NPDB sediments, and the constraints on the progressive accretion of the Chocó Block throughout the Neogene time. We propose that the initiation of the tectonic accretion of Central America, which is comprised of the smaller Chocó Block, against the South American continent, occurred during the Late Middle Eocene (40-38 Ma). In the first instances of this process, the collision induced the breakup of Central America into two smaller blocks : the Chocó and Chorotega Blocks. The proximity between South America and Central America induced uplifting, erosion and a high sedimentary influx until the Middle Miocene, characterized by the Basin of Atrato-Tuira-Chucunaque. The beginning of the progradation patterns in the Urabá Basin marks the beginning of the paleo-Atrato River deviation. This deviation explains the important sediment supply in the Urabá Basin, next to the NPDB, from Middle Miocene until today. To explain this sudden deviation, we propose the formation of the active right-lateral transpressive shear zone during the Middle Miocene, which we term the Darien Shear Zone, in agreement with gravity and satellite imagery data.

Acknowledgements

This study was supported by the CNRS-Géoazur- University of Nice Sophia Antipolis and funding was provided by Total within the scope of GRI-CAR (*Groupe Recherche et Industrie CARaïbe*). We thank J.L. Auxietre and Patrick Salmon for their valuable comments about seismic interpretation. We are equally thankful to all people who have participated in active discussions on the subject with us during the AGU Meeting 2012, and have brought us new insights into the topic. Finally, we thank Marianne Marot for helpful discussions and valuable advice to enhance the writing of the paper.

5.5 Apport sédimentaire progressif dans la NPDB de sédiments en provenance de l'Amérique du Sud

La rivière Atrato draine aujourd'hui un bassin versant de $35.7 \times 10^3 \text{ km}^2$, situé en Colombie occidentale. Son débit annuel est de $81.08 \text{ km}^3/\text{an}$ et son débit sédimentaire de $11.26 \times 10^6 \text{ t/an}$ (Restrepo et Kjerfve, 2004). Il s'agit de la deuxième rivière colombienne, après la rivière Magdalena, déversant le plus de particules sédimentaires dans la mer des Caraïbes.

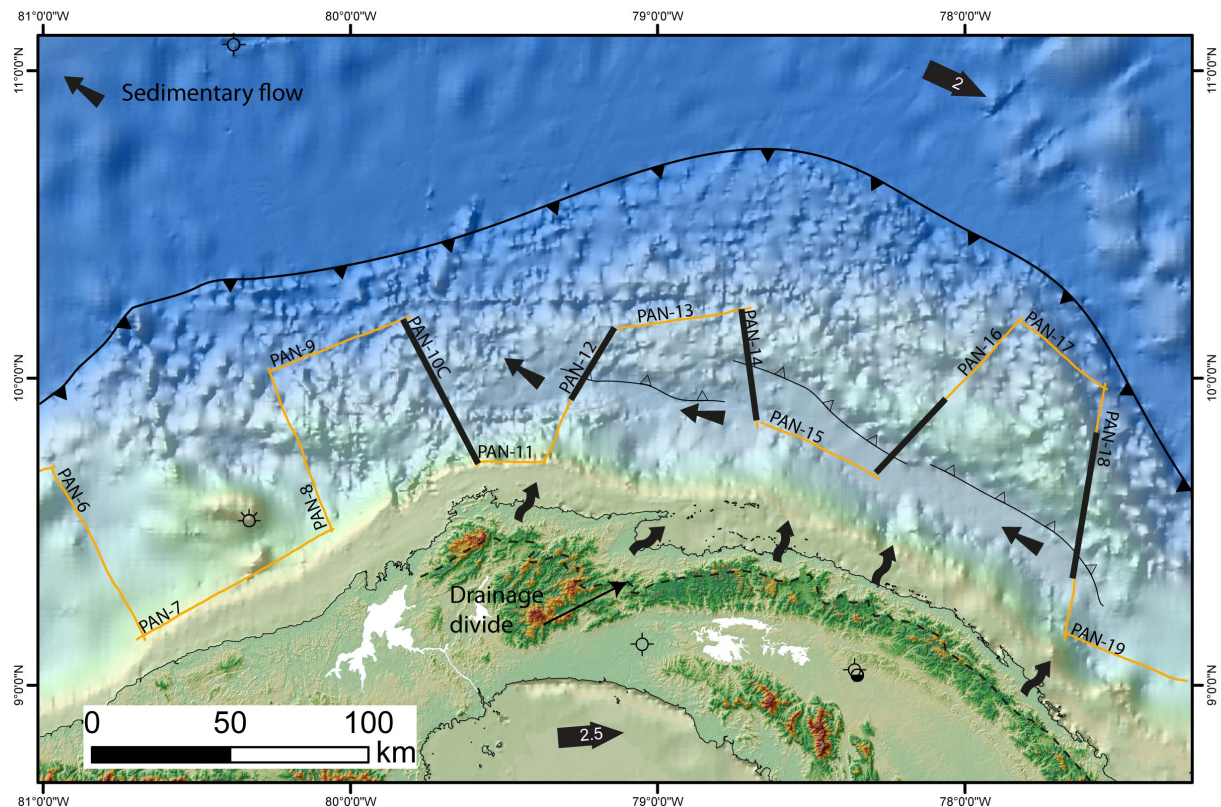


FIGURE 5.15 – Carte bathymétrique du prisme Nord Panama (NPDB) avec la localisation des lignes PAN et des puits dans le secteur. Les mouvements de la plaque Caraïbe et du bloc Chocó sont représentés par les vecteurs GPS (Trenkamp *et al.*, 2002). Les flèches représentent la direction du flux sédimentaire. On constate que la ligne de partage des eaux est proche des côtes ce qui implique des bassins versants de surface réduite dans la région panaméenne.

Cependant, Restrepo et Kjerfve (2004) calculent un taux de sédimentation assez faible, $315 \text{ t/km}^2/\text{an}$, ne prenant en compte que le golfe d'Uraba. Or, on a vu précédemment que, les particules sédimentaires de la rivière Atrato sont emportées progressivement vers le nord-ouest, démontré par l'orientation des figures de progradation à vergence nord-ouest dans le bassin d'Uraba. Deux barrières topographiques restreignent alors les dépôts dans le golfe d'Uraba : l'arc volcanique du bloc Chocó et la faille transpressive d'Uramita. Ce flux sédimentaire provient majoritairement de la rivière Atrato et secondairement des rivières drainant l'arc volcanique de San Blas-Darien (Fig. 5.15). En effet, comme nous l'avons dit plus haut, le tracé du partage des eaux dans le massif de San Blas-Darien est très proche de la mer (Fig. 5.15). Les rivières drainant le Massif de San

Blas-Darien apportent donc peu de sédiments dans le bassin de San Blas.

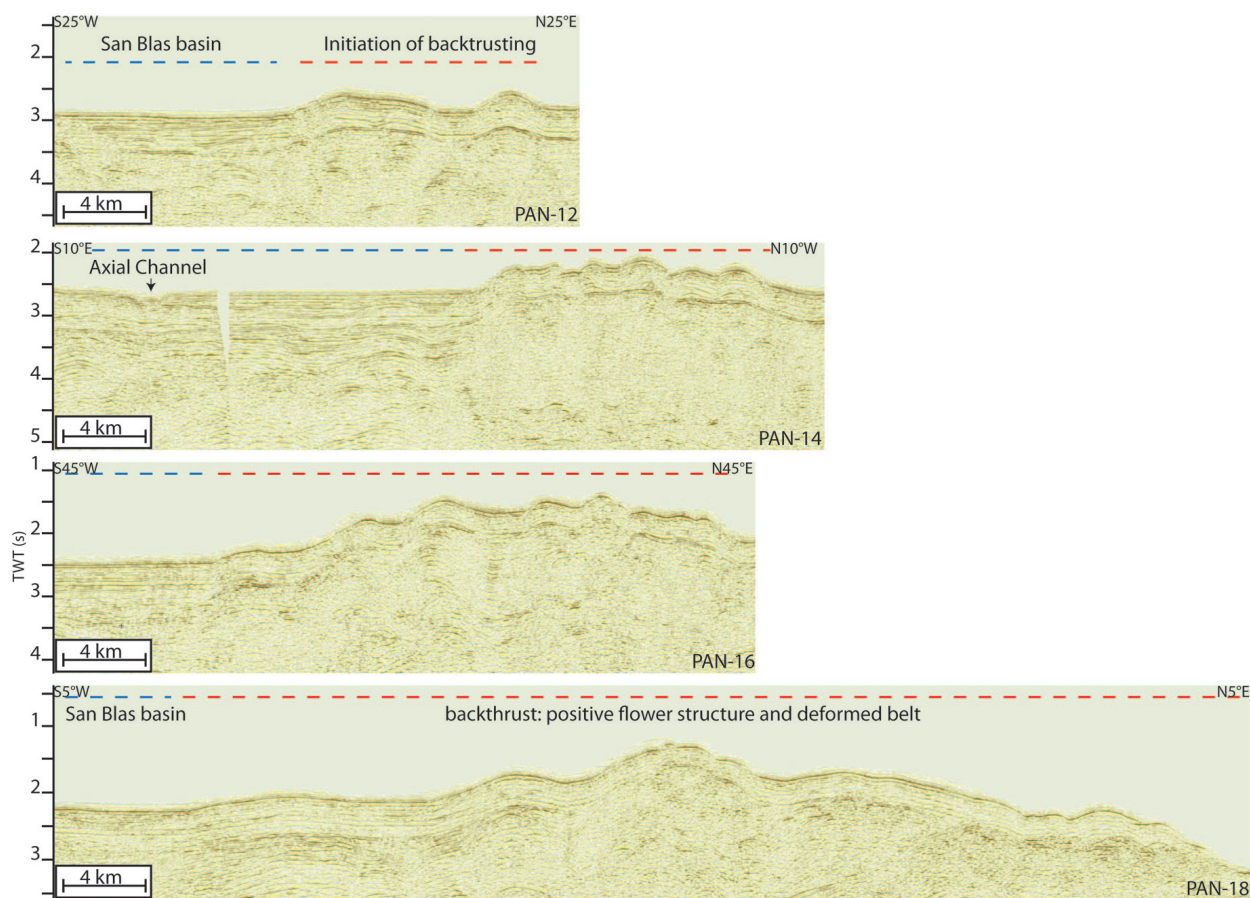


FIGURE 5.16 – Extrait des lignes PAN-12, PAN-14, PAN-16 et PAN-18 montrant la croissance du rétrochevauchement du sud-est vers le nord ouest guidant ainsi le flux sédimentaire vers le nord.

Mes interprétations des profils sismiques et des données bathymétriques montrent que le prisme d'accrétion Nord Panama se caractérise par un rétrochevauchement à composante décrochante produisant une structure générale de fleur positive (Fig. 5.15 et Fig. 5.16). Ce rétrochevauchement s'exprime clairement sur les extraits des lignes PAN-18 et PAN-16, créant une forte topographie (Fig. 5.16). Sur l'extrait de la ligne PAN-14, la topographie est moins marquée et la hauteur d'eau est plus importante (Fig. 5.16). On remarque également l'incision du chenal actif dans le bassin de San Blas (Fig. 5.16). L'extrait de la ligne PAN-12 montre un rétrochevauchement en formation, constitué d'une structure en *box fold* et *pop up* (Fig. 5.16), à plus grande profondeur (hauteur d'eau).

Je déduis de ces observations que la croissance du rétrochevauchement est progressive du sud-est vers le nord-ouest. Il est alors facile d'imaginer un scénario où les particules sédimentaires se déposent dans un premier temps au niveau du bassin d'Atrato, puis dans un second temps, dans la région est du prisme d'accrétion. La croissance du rétrochevauchement bloque alors le flux sédimentaire, n'ayant comme seul choix que de poursuivre vers le nord-ouest, puis de bifurquer vers le nord et ainsi de suite pour arriver dans sa zone actuelle de sédimentation (Fig. 5.15 et Fig. 5.16).

La zone actuelle de sédimentation apparaît sur la ligne de sismique réflexion PAN-10C (Fig. 5.18). Cette zone de sédimentation se situe dans la partie centrale du prisme Nord Panama. Cette région est sujette à un fort volcanisme de boues au niveau de la *mid-slope ridge* et du front de chevauchement (Fig. 5.15 et Fig. 5.2). Par ailleurs, les vecteurs GPS montrent à l'heure actuelle une convergence très faible et oblique entre le bloc Chocó et la plaque Caraïbe (Trenkamp *et al.*, 2002) (Fig. 5.15).

En observant la ligne PAN-10C, on constate que les déformations sont faibles et recouvertes par des sédiments au niveau de la pente supérieure (*upper slope*). Les sédiments les plus récents, remplissent des bassins en *piggy-back*. Cependant, la structure générale de cette zone peut être interprétée comme une zone de glissement gravitaire, gouvernée par une ou plusieurs failles normales au pied de la pente majeure (Fig. 5.18). Ces failles normales s'enracineraient au niveau d'un décollement riche en argiles et en eau. La surpression dans ces argiles est alors susceptible de produire des structures anticlinales au niveau de la *upper slope*, accompagnées de diapirs de boues, en particulier au niveau du front de chevauchement du glissement gravitaire, le long duquel se produirait l'expulsion des fluides en surpression par des volcans de boues. Un tel glissement gravitationnel permet d'expliquer la morphologie du prisme Nord Panama dans sa partie centrale. Des analogues existent, on peut citer comme exemple le prisme d'accrétion de Makran en Iran (Grando et McClay, 2007) (Fig. 5.17).

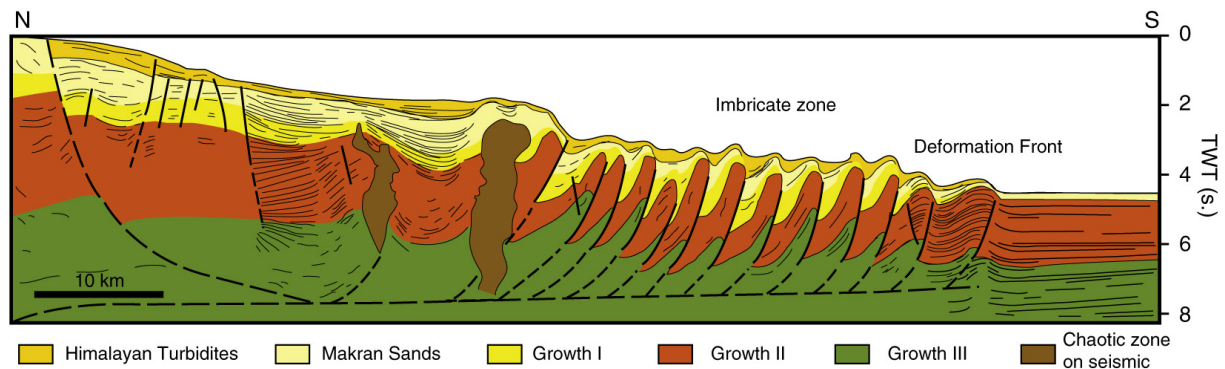


FIGURE 5.17 – Coupe du prisme de Makran en Iran montrant l'analogie au niveau de la *upper slope* du prisme Nord Panama, issue de Grando et McClay (2007) et Morley *et al.* (2011).

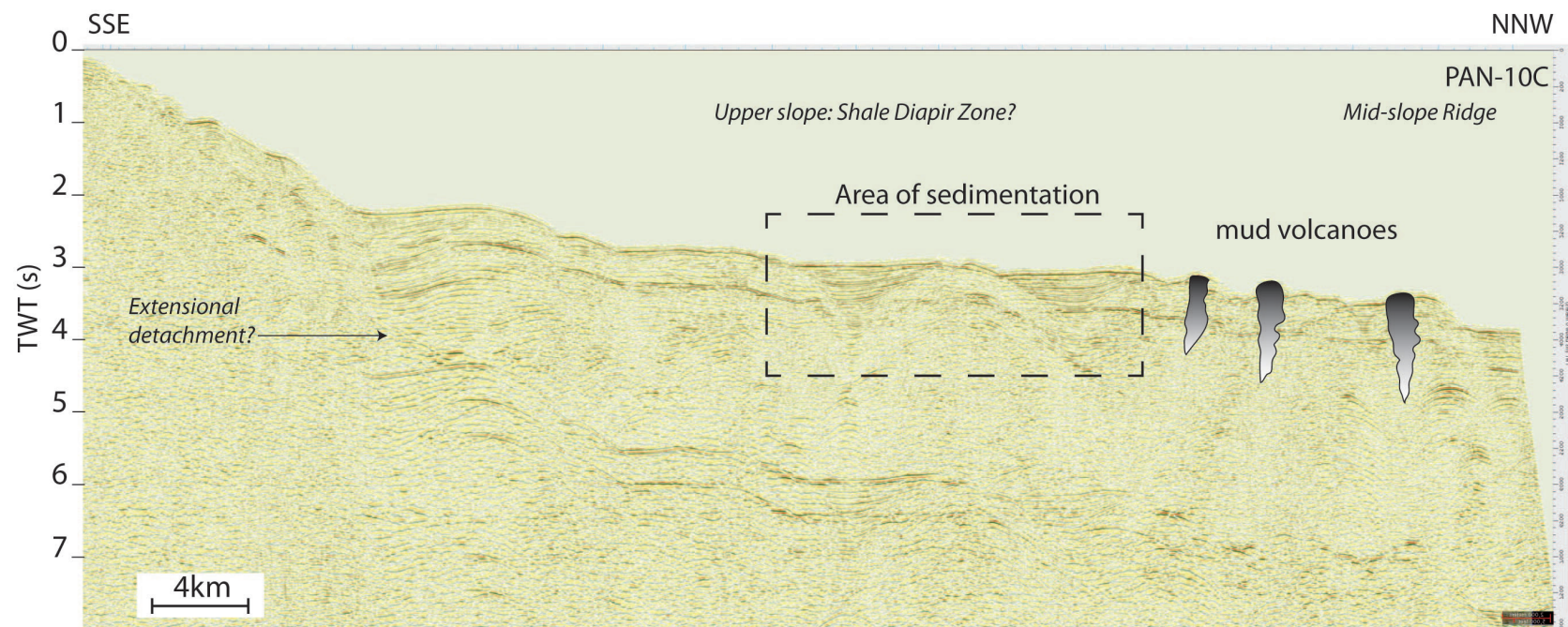


FIGURE 5.18 – Ligne sismique PAN-10C montrant l'aire de sédimentation actuelle et la structure au niveau de la *upper slope* en glissement gravitaire.

5.5 Apport sédimentaire progressif dans la NPDB de sédiments en provenance de l'Amérique du Sud

Le développement de failles normales dans un prisme d'accrétion sédimentaire est expliqué par deux modèles de prisme critique par (A) Platt (1986) et (B) Grando et McClay (2007) (Morley *et al.*, 2011) (Fig. 6.5).

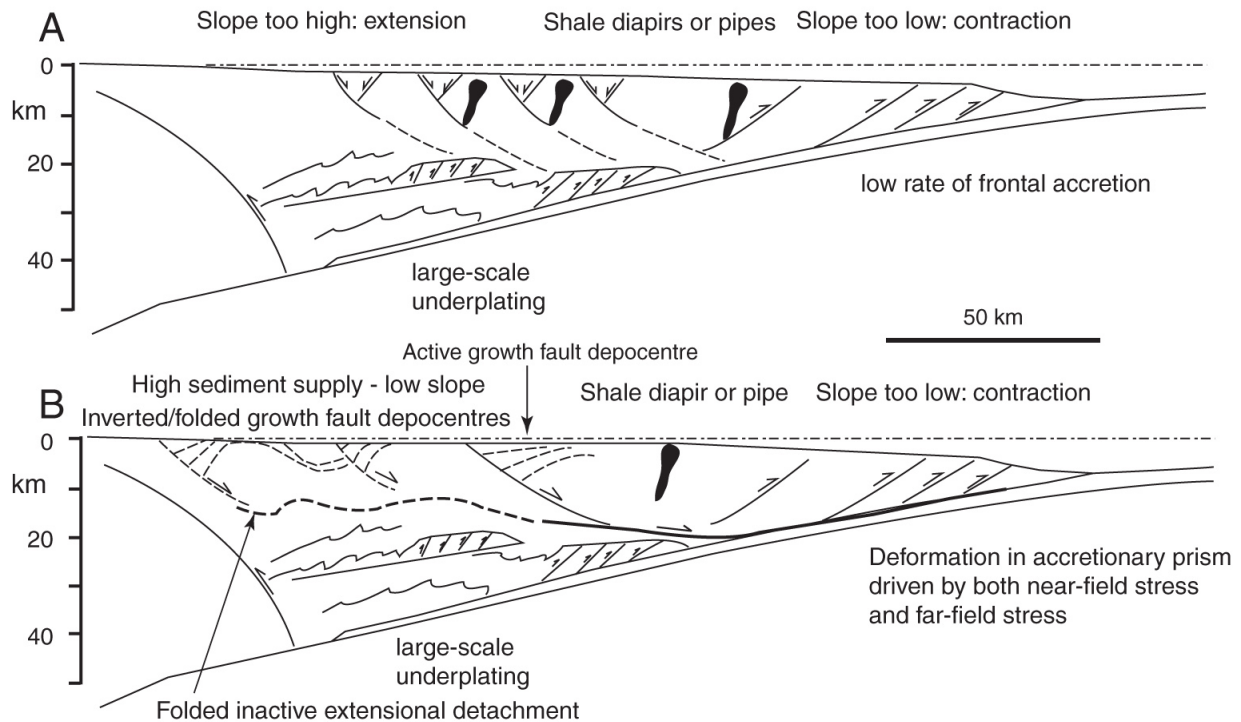


FIGURE 5.19 – Deux modèles de développement de failles normales dans un prisme d'accrétion. (A) Cas d'un effondrement gravitaire en réponse d'un sous plaquage dans la partie inférieure d'un prisme en pente critique (Platt, 1986). (B) Cas d'extension par chargement sédimentaire différentiel créée par un delta. Modèles issus de Morley *et al.* (2011)

Sachant que la convergence est faible dans la région centrale du prisme, et qu'un fort apport sédimentaire en provenance de l'Amérique du Sud arrive dans cette zone, je considère que le modèle (B) correspond mieux au cas de la partie centrale du prisme Nord Panama. De plus, dans le chapitre Déformations et structures, j'ai mis en avant la présence de failles normales dans la région de Portobelo. Cette région correspond à l'extension sud et *onshore* de la ligne PAN-10C. Ces observations sont donc en accord avec un glissement gravitaire par surcharge sédimentaire différentielle.

En considérant que le taux de convergence est faible dans la région centrale du prisme, et qu'un fort apport sédimentaire en provenance de l'Amérique du Sud arrive dans cette zone, je considère que le modèle (B) correspond bien au cas de la partie centrale du prisme Nord Panama. De plus, dans le chapitre Déformations et structures, j'ai mis en avant la présence de failles normales dans la région de Portobelo. Cette région correspond à l'extension sud et *onshore* de la ligne PAN-10C. Ces observations sont donc en accord avec un glissement gravitaire par surcharge sédimentaire différentielle.

La corrélation des données de puits avec les lignes de sismique réflexion dans le bassin d'Uraba (Fig. 5.10) montre que cet apport sédimentaire en provenance de l'Amérique du Sud, dans le prisme

Nord Panama débute au Pliocène. Une forte épaisseur de sédiments serait donc localisée dans la partie sud-est du prisme Nord Panama et d'âge Plio-Pleistocène. La migration du flux sédimentaire contrôlée par la croissance du rétrochevauchement produit alors une couche sédimentaire épaisse, d'âge Pléistocène, dans la partie centrale du prisme.

Ces sédiments viennent recouvrir des formations sédimentaires plus anciennes de la plaque Caraïbe, qui s'accumulent progressivement dans le prisme d'accrétion sédimentaire. L'ensemble de ces sédiments sont ensuite repris dans des déformations transpressives associées au régime de convergence oblique dans la région est du prisme.

Le drainage des bassins versants émergés, de la rivière paléo-Atrato et des rivières du bloc Chocó, composés d'une végétation dense et tropicale, apporte de la matière organique en forte quantité, pouvant expliquer la présence d'un BSR et donc de gaz, dans le prisme Nord Panama.

5.6 Conclusion

La structure du prisme Nord Panama, de forme incurvée, peut être séparée en trois régions :

- la partie est du prisme, composée du bassin de San Blas, contrôlée par un retrochevauchement en fleur positive, puis d'une succession de chevauchement à vergence nord-est, entrecoupée de failles décrochantes ;
- la partie centrale du prisme, constituée par un glissement gravitaire par surcharge sédimentaire dans le haut de marge (*upper slope*), puis d'une succession de chevauchement. Ce glissement de terrain de grande ampleur serait à l'origine de l'expulsion d'argiles et de fluides en surpression ;
- la partie ouest du prisme, caractérisée par quelques structures en fleurs positives (chapitre Déformations et structures). Pour expliquer les changements d'orientation et de morphologie des structures compressives ainsi que la propagation des structures vers le Costa Rica, Silver *et al.* (1995) proposent une influence importante de la ride de Cocos en subduction sous le bloc Chorotega.

Dans le golfe d'Uraba, nous avons constaté une compétition entre les deux prismes d'accrétion sédimentaire (prisme de Sinu et prisme Nord Panama). Dans la partie sud du golfe, le prisme de Sinu chevauche le bloc Chocó. Dans la partie centrale du golfe, les deux fronts se rencontrent et forme une fleur positive. Au nord du golfe d'Uraba, le front de chevauchement du prisme Nord Panama, à vergence est, devient dominant.

Notre article montre le développement de la *Darien Shear Zone* en transpression dextre, qui influence la compétition entre les deux prismes. Son âge est daté du Miocène moyen. Cet âge correspond à l'arrivée massive de sédiment dans le bassin d'Uraba. Nous supposons que cet apport massif de sédiments terrigènes arrive par l'ancien cours du rio Atrato, un " paléo-Atrato". Le cours de cette rivière est en effet dévié au cours du Miocène moyen par la *Darien Shear Zone*, qui produit une barrière topographique. On peut supposer que cette ancienne rivière, ou plutôt chenal, apportait antérieurement des sédiments terrigènes dans le bassin de Chucunaque-Tuira. Cette hypothèse expliquerait la forte épaisseur sédimentaire dans le bassin de Chucunaque-Tuira. Ce chenal emprunterait alors la zone de plus faible pente, c'est à dire la zone de San Miguel, et alimenterait en sédiments le bassin de Sambu. La présence d'indices d'huiles dans ces deux bassins pourrait provenir de la matière organique issue du drainage de bassins versants sud américains. Il ne s'agit bien sûr que d'une hypothèse, car la matière organique peut également provenir des

zones émergées et boisées du massif de San Blas-Darien, ou être tout simplement d'origine marine pacifique.

Néanmoins, il est clair que ce fort flux sédimentaire est dévié de sa course initiale au cours du Miocène moyen. Les sédiments se déposent dans un premier temps dans le golfe d'Uraba, puis à partir du Pliocène dans le prisme Nord Panama, empruntant le bassin de San Blas et bifurquant vers le nord, le long de canyons sous-marins. L'intensité du flux sédimentaire est gouverné par la croissance du rétrochevauchement. Au cours du Pléistocène jusqu'à aujourd'hui, le flux sédimentaire migre progressivement vers le nord-ouest, pour arriver dans la zone centrale du prisme. La forte sédimentation dans cette région produit un effondrement gravitaire à l'origine des volcans de boues. Le flux sédimentaire termine finalement sa course dans le bassin de Colombie, créant un petit cône alluvial.

Il n'est pas possible de mettre en évidence avec précision sur les profils le décollement principal. Il pourrait s'agir de l'horizon A" d'âge Éocène ou de l'horizon B", correspondant au toit des épanchements basaltiques du Crétacé supérieur (CLIP). Dans la partie centrale du prisme, un second décollement moins profond, lié à un processus gravitaire, peut être envisagé à moins que celui-ci ne vienne se connecter au décollement principal.

Cette étude met ainsi en valeur l'importance des processus tectoniques dans le contrôle de la sédimentation et de la migration des flux sédimentaires en contexte d'accrétion.

Chapitre 6

Reconstruction géodynamique de la région sud-ouest Caraïbe

Sommaire

6.1	Introduction	183
6.2	Le soubassement de l'arc volcanique : la plaque Caraïbe	184
6.3	La subduction de la plaque Farallon sous la plaque Caraïbe (Campanien-Eocène moyen)	187
6.4	Interprétation des événements tectoniques entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur	189
6.4.1	Regard porté vers l'est : la plaque Farallon	190
6.4.2	Regard porté vers l'ouest : les plaques Caraïbe et Amérique du Sud	193
6.4.3	Subsidence et sédimentation dans les bassins (Oligocène)	194
6.5	Les événements tectoniques de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur	197
6.6	Les événements tectoniques du Miocène moyen à l'Actuel	198
6.7	Conclusion	201

6.1 Introduction

Les différentes méthodes utilisées au cours de ma thèse ont pour but de reconstituer l'évolution tectonique et géodynamique de l'isthme de Panama. Ce chapitre a pour objectif, de synthétiser les différents résultats obtenus, de les confronter aux résultats préexistants, afin de reconstruire, de manière cohérente, l'évolution de la bordure sud-ouest Caraïbe depuis le Crétacé supérieur (environ 70 Ma) jusqu'à nos jours.

A l'aide de l'étude bibliographique, j'ai soulevé de nombreuses interrogations, qui ont guidé préalablement ma thèse :

1. Existe-t-il un socle de la plaque Caraïbe, sur lequel se seraient épandues les séries du CLIP ? S'il existe, quelle est sa nature exacte, océanique ou continentale ?
2. Est-il possible d'observer ce soubassement au Panama, affleurant à la faveur de mouvements verticaux et d'une érosion subséquente ?

3. De manière générale, comment se déforme au cours du temps l'isthme inter-américain ? Quels sont les événements tectoniques responsables de ces déformations ?
4. A quelle période s'initie la fracture de l'Amérique Centrale, au niveau de la PCSZ (*Panama Canal Shear Zone*), créant deux blocs distincts, Chorotega et Chocó ?
5. Pourquoi l'arc volcanique, témoin de la subduction de la plaque Farallon, s'arrête dans le bloc Chocó au cours de l'Eocène moyen, alors qu'il migre vers le nord au niveau de la péninsule d'Azuero ?
6. Comment et à quelle période se forment les différents bassins sédimentaires dans l'isthme de Panama ? A quel événement tectonique sont-ils dus ?
7. Comment et à quelle période s'initie l'orocline panaméen ?
8. Est-ce que l'épisode volcanique miocène, de signature adakitique, dans la région est et centrale de l'isthme, provient-il de la subduction d'une ride d'ouverture océanique, ou d'un déchirement de la lithosphère subduite ?
9. Comment et à quelle période s'initie le prisme d'accrétion Nord Panama (NPDB) ? Quels sont les sédiments impliqués dans les structures de ce prisme ?

A travers ces interrogations, un processus géodynamique est mis en avant : celui de l'accrétion d'un arc volcanique contre une marge continentale. Pour comprendre ce processus, il faut étudier l'évolution géologique de l'arc volcanique.

6.2 Le soubassement de l'arc volcanique : la plaque Caraïbe

Plusieurs études se sont attelées à rechercher le soubassement de l'arc volcanique au Panama pour en connaître sa nature (Case *et al.*, 1971; Case, 1974; Bandy et Casey, 1973; Bourgois *et al.*, 1982; Duque-Caro, 1990b; Buchs *et al.*, 2011b; Montes *et al.*, 2012b). Cependant, cette tâche est très difficile car les affleurements sont rares et de mauvaises qualités. Ce soubassement est : - en général recouvert de séries stratigraphiques plus récentes, - ou très altéré, - ou encore à l'heure actuelle inaccessible.

J'ai interprété certains affleurements observés dans le golfe de San Miguel, le massif de Bagré et le massif de Sapo comme des fragments de ce soubassement :

- Les cherts, témoins d'une sédimentation abyssale, intercalés et/ou recouvrant les basaltes en coussins (de caractéristiques géochimiques et d'âges encore inconnus), sont datés du Campanien inférieur (Bandy et Casey, 1973). Le toit de cette unité a été interprété comme l'horizon B" de la plaque Caraïbe (Bandy et Casey, 1973).
- Sur la côte Pacifique du massif de Sapo, prolongement du massif de Baudo en Colombie, au niveau de Playa Muerto, j'ai observé des basaltes en coussins ayant subi un fort hydrothermalisme, ainsi que des coulées massives de basaltes, avec des radiolarites rouges intercalées. Ces roches sont recouvertes et intrudées par des gabbros doléritiques d'âges encore inconnus. En remontant la rivière Venado, dans le massif de Sapo, des blocs et galets de radiolarites rouges, de métagabbros et de basaltes se trouvent dans le lit de la rivière.
- Dans le massif de Bagré, proche du village de la Chunga, des galets de radiolarites apparaissent dans la rivière.

- Sur la côte Pacifique, entre Playa Muerto et Bahia Pina, des affleurements de basaltes en coussins, de radiolarites rouges sont très fréquents. A Bahia Pina, Lissinna (2005) par des datations et analyses géochimiques, montre que des basaltes tholéiitiques ont une signature de LIP et un âge de 71.3 ± 2.2 Ma et 84.1 ± 1.0 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Ces affleurements décrivent un soubassement de l'arc volcanique d'origine océanique, caractérisé par la présence de séries de LIP d'un âge, au plus jeune, Campanien inférieur.

Le Campanien supérieur (environ 71 Ma) est marqué par la naissance de l'arc volcanique de l'Amérique Centrale, conséquence du début de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Caraïbe.

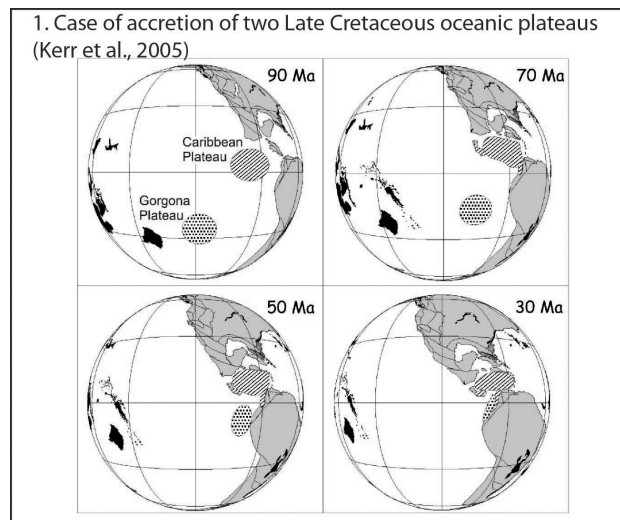


FIGURE 6.1 – Hypothèse de Kerr et Tarney (2005) montrant l'existence de deux points chauds formant le CLIP et le plateau Gorgona. Dans ce scénario, l'est Panama correspondrait à un terrain accrété.

Il est cependant difficile d'imaginer la mise en place simultanée d'un soubassement et de l'arc volcanique qui le recouvre.

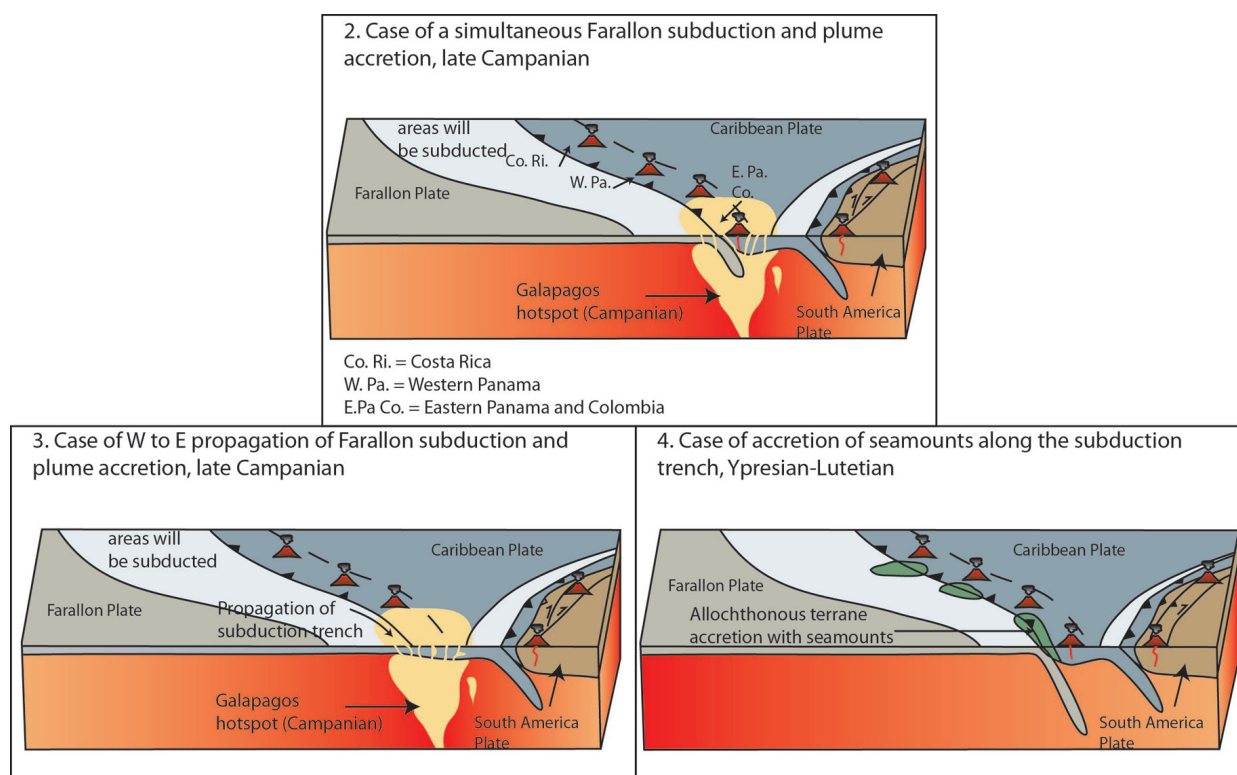


FIGURE 6.2 – Schémas montrant les différentes hypothèses pour expliquer la mise en place de roches de soubassement à la même période que la mise en place de l'arc.

Pour tenter de résoudre ce problème, je formule un certain nombre d'hypothèses :

- La première hypothèse (Kerr et Tarney, 2005) considère que le bloc Chocó est un terrain accréé dont le soubassement correspond à un point chaud différent de celui des Galapagos, le plateau Gorgona (Fig. 6.1). Cela implique que l'arc volcanique de San Blas-Darien soit exotique ce qui est en désaccord avec l'idée d'un arc volcanique continu de l'Amérique centrale depuis le Costa Rica jusqu'en Colombie.
- La deuxième hypothèse consiste à dire que l'activité du plume des Galapagos se poursuit jusqu'au Campanien (Fig. 6.2.2) et se situe à cette période sous la zone de subduction de la plaque Farallon. Cela a pour conséquence une alternance et un mélange des deux types de magmas.
- La troisième hypothèse repose sur l'idée d'une propagation de la zone de subduction d'ouest en est (Fig. 6.2.3). A l'heure actuelle, aucune donnée chronologique montre la présence de roches calco-alcalines du Crétacé supérieur dans l'est du massif de San Blas Darien et en Colombie. L'initiation de l'arc volcanique pourrait se produire plus tardivement durant le Paléocène. L'arc peut alors se mettre en place sur un soubassement plus jeune issu de l'activité du point chaud des Galapagos au Campanien supérieur.
- La quatrième hypothèse est d'attribuer un secteur indéterminé du massif de Sapo à un terrain accréé le long de la zone de subduction durant l'Eocène (Fig. 6.2.4). Ce phénomène tectonique est observable dans les péninsules d'Azuero, d'Osa et de Nicoya au Costa Rica (Buchs *et al.*, 2011b).

J'ai cherché par l'intermédiaire de l'étude structurale, des arguments en faveur de la présence d'un terrain accréte, mais aucune structure particulière n'en témoigne. Il est par conséquent difficile à l'heure actuelle, de discriminer convenablement ces différentes hypothèses. Une solution serait de réaliser des analyses géochimiques et géochronologiques sur les échantillons récupérés car il est possible de mettre en doute l'âge des échantillons géochronologiques.

Cependant, d'après les dernières études géochimiques et géochronologiques faites dans la péninsule d'Azuero sur les roches du soubassement océanique, ce dernier a été interprété comme le soubassement de la plaque Caraïbe. N'ayant pas d'arguments supplémentaires, je m'en tiens à ces conclusions.

De plus, la question de l'existence d'un soubassement d'origine continentale sous le LIP était également posée. Les analyses géochimiques faites sur les roches calco-alcalines de l'arc volcanique d'Amérique Centrale témoignent de la présence d'un arc intra-océanique (Wörner *et al.*, 2009; Wegner *et al.*, 2011). L'absence d'affleurements de croûte continentale et de xénolites dans les roches de l'arc volcanique semble écarter la présence d'un socle continental aminci sous le LIP. Mais existe-t-il alors un soubassement océanique sous le LIP ? Malheureusement, à l'heure actuelle, on ne peut observer que la partie superficielle du soubassement, il est donc impossible de savoir s'il existe une croûte océanique sous le LIP, ou si le LIP, à lui seul, constitue la plaque Caraïbe.

6.3 La subduction de la plaque Farallon sous la plaque Caraïbe (Campanien-Eocène moyen)

Comme évoqué précédemment, la subduction de la plaque Farallon s'initie au Campanien sur la bordure ouest de la plaque Caraïbe. La convergence entre ces deux plaques se traduit par la formation d'un arc volcanique, comme le démontre la présence d'affleurements d'âge campanien dans : - la région de Changuinola (Di Marco *et al.*, 1995; Fisher et Pessagno, 1965), - la péninsule d'Azuero (Buchs *et al.*, 2011b; Corral *et al.*, 2013), - la région de Portobelo (cette étude), - le massif de San Blas-Darien, pluton de Chuluganti (Wegner *et al.*, 2011), et dans le golfe de San Miguel (cette étude).

En Colombie occidentale, les datations géochronologiques sur roches volcaniques permettant d'affirmer la présence d'un arc au Crétacé supérieur sont rares. L'absence de roches volcaniques d'arc d'âge campanien, peut s'expliquer par : -un manque de données, -un recouvrement des roches du Crétacé supérieur par des épanchements plus récents, -ou par une propagation de la zone de subduction du nord vers le sud.

Toutefois, les granodiorites du batholite de Mandé, datés du Paléogène par la méthode K/Ar (Aspden *et al.*, 1987), coïncident avec les datations effectuées sur les roches de l'arc volcanique de San Blas-Darien (Maury *et al.*, 1995; Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a).

Les récentes analyses géochimiques montrent une similarité entre l'arc volcanique de la péninsule d'Azuero et l'arc de San Blas-Darien (Wörner *et al.*, 2009; Montes *et al.*, 2012a), ce qui permet d'affirmer que l'arc volcanique au Crétacé supérieur était continu du Costa-Rica au Panama. De plus, les anomalies de Bouguer de l'arc volcanique de San Blas-Darien sont relativement identiques et continues jusqu'à la Cordillère occidentale en Colombie où se trouve le batholite de Mandé (Case *et al.*, 1971). L'arc est également continu entre le Costa Rica et l'ouest Panama (Baumgartner *et al.*, 2008; Buchs, 2008; Buchs *et al.*, 2011b).

On peut donc affirmer que l'arc Crétacé supérieur-Eocène moyen était continu de l'actuel Costa Rica jusqu'en Colombie, formant ainsi l'arc volcanique de l'Amérique Centrale. Je délimite pour

des raisons de simplicité, l'arc de la Cordillère Centrale à la région d'Istmina. Cependant, cet arc volcanique se poursuit jusqu'en Équateur (Vallejo *et al.*, 2006, 2009; Gomez *et al.*, 2007).

Late Cretaceous (~70 Ma)

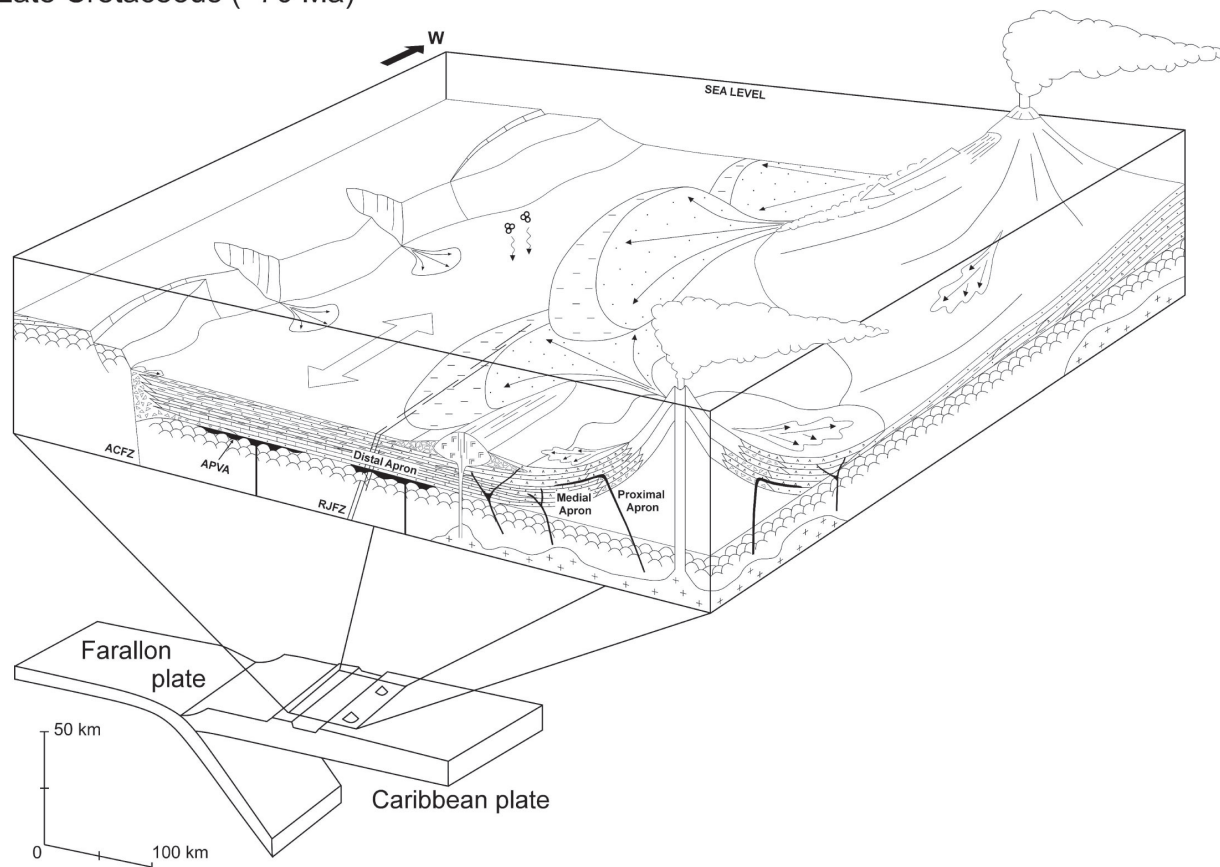


FIGURE 6.3 – Reconstruction paléo-environnementale de l'arc volcanique au Crétacé supérieur (70 Ma) dans la région d'Azuero d'après Corral *et al.* (2013). RJFZ : Rio Joaquin Fault Zone, ACFZ : Agua Clara fault zone, APVA : Azuero primitive volcanic arc.

Les données thermochronologiques à partir de la méthode des AFT montrent qu'il s'est produit entre 47 et 42 Ma une surrection de l'arc volcanique du massif de San Blas-Darien, contrôlée par la faille chevauchante de rio Indio (Montes *et al.*, 2012b). Dans le chapitre Déformations et structures, un régime compressif anté Eocène-moyen a été identifié durant la période de subduction de la plaque Farallon. J'interprète ce régime compressif, qui produit une surrection rapide de l'arc volcanique, comme étant le résultat du passage en subduction de plusieurs anomalies topographiques telles que des *seamounts*. Plus au nord, la subduction est érosive (Buchs *et al.*, 2010, 2011a), et certains *seamounts* s'accrètent le long de subduction, dans la péninsule d'Azuero (ouest Panama), de Osa, Nicoya et Herradura (Costa Rica) (Bandini *et al.*, 2008; Baumgartner *et al.*, 2008; Buchs *et al.*, 2010, 2011a).

Il n'est pas impossible que, dans la région sud de l'Amérique Centrale (bloc Chocó), le phénomène de subduction d'anomalies topographiques soit associé également à un phénomène d'accrétion des parties superficielles des anomalies topographiques. L'accrétion, dans le bloc Chocó, d'éléments allochtones peut alors correspondre au plateau océanique de Gorgona décrit par Kerr *et al.* (1998);

Kerr et Tarney (2005) dans le massif de Baudo en Colombie, extension du massif de Sapo au Panama.

La figure 6.3 illustre schématiquement le paléo-environnement de la région d'Azuero à la fin du Crétacé. Buchs *et al.* (2011b); Corral *et al.* (2013), à partir d'études stratigraphiques, montrent un paléo-environnement de marge océanique active, avec certains volcans émergés. A l'est du Panama, la présence de coulées pyroclastiques sub-aériennes dans le massif de Majé au Paléogène indiquent que certains volcans étaient également proches de la surface au Paléogène, malheureusement sans datation, les contraintes temporelles sont plus vagues.

La zone de failles Rio Joaquin (RJFZ) indiquent des marqueurs d'une activité transpressive dextre au cours du Paléogène (Corral *et al.*, 2011, 2013).

La plaque Farallon, depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène inférieur, se déplace vers le nord par rapport à l'Amérique du Sud fixe (Pardo-Casas et Molnar, 1987). Grâce à l'analyse paléomagnétique sur des roches volcaniques du Crétacé supérieur dans la région de Changuinola, Di Marco *et al.* (1995) suppose que l'arc volcanique n'a pas subi de rotation significative.

En conséquence, je suppose que l'arc volcanique de l'Amérique Centrale durant le Crétacé supérieur-Eocène moyen avait sensiblement la même orientation qu'aujourd'hui, c'est-à-dire NW-SE.

Je propose une convergence oblique entre les plaques Farallon et Caraïbe. La convergence oblique est accommodée par un partitionnement des déformations avec apparition de décrochements dextres : la RJFZ serait alors l'un de ces marqueurs. En considérant l'arc d'Amérique Centrale continu et approximativement de même orientation, il n'est pas impossible que, des grands décrochements dextres aient atteint la Colombie.

Je m'intéresse maintenant à la marge continentale, représentée par la plaque Amérique du Sud.

La bordure septentrionale de la plaque Amérique du Sud possède une histoire complexe vers 130 Ma (Hauterivien, Crétacé inférieur), d'accrétion multiple d'arcs volcaniques exotiques sur le craton Guyannais pour certains, ou d'un phénomène de *rollback* sur une croûte continentale amincie pour d'autres (Litherland et Aspden, 1992; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Pindell et Kennan, 2009; Villagómez et Spikings, 2013). Ces hypothèses ont été formulées afin d'expliquer au mieux la présence de plusieurs arcs volcaniques.

Je m'intéresse spécifiquement à la situation de cette bordure au cours du Paléogène. Cette bordure est soumise à une convergence oblique, ayant pour effet la subduction de la plaque Caraïbe, et un partitionnement des déformations accommodée par des failles décrochantes dextres. Un arc volcanique se forme entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen dont les témoins se situent dans : - la péninsule de la Guajira (batholite de Parashi stock), - la Sierra Nevada de Santa Marta (batholite de Santa Marta) et à Antioquia (batholite de Antioquia et Sonson) (Maurin, 2012; Cardona *et al.*, 2011; Villagómez et Spikings, 2013). La faille de Romeral joue le rôle de zone de suture.

Des écailles du CLIP, ne pouvant passer dans la subduction, se sont accrétées progressivement au niveau de la suture de Romeral (Maurin, 2012; Cardona *et al.*, 2011; Villagómez et Spikings, 2013). Je propose ainsi une géométrie schématisée par la figure 6.6.

6.4 Interprétation des événements tectoniques entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur

A partir de l'Eocène moyen, un certain nombre d'événements tectoniques affecte la région panaméenne et colombienne.

A l'ouest du Panama, j'observe des failles à jeu normal et décrochant sénestre dans la péninsule d'Azuero. Ces failles découpent radialement la péninsule et sont à l'origine de la formation de bassins, comme celui de Macaracas.

Dans la partie centrale du Panama, une zone de transtension sénestre s'initie, appelé PCSZ (*Panama Canal Shear Zone*). Des structures en horsts et graben apparaissent provoquant également la mise en place de bassins comme celui du Canal ou de Quebrancha. Cette zone de transtension produit une rotation antihoraire de l'arc au niveau de la péninsule d'Azuero de 20°, et une rotation horaire faible de l'arc du massif de San Blas-Darien de 0 à 5° entre 38 et 28 Ma et d'environ 25° entre 28 et 25 Ma (Montes *et al.*, 2012a).

Dans la partie est du Panama, grâce à aux données de cette thèse (nannofossiles et structurales), on constate l'initiation d'un régime extensif à l'origine de la formation des bassins asymétriques de Chucunaque-Tuira-Atrato et de Sambu.

Un régime régional de transtension apparaît à l'Eocène moyen et perdure jusqu'au Pliocène dans la partie ouest Panama, jusqu'à l'Actuel dans la zone du Canal, et jusqu'au Miocène moyen dans la partie est Panama.

Les datations géochronologiques montrent une migration vers le nord de l'arc volcanique dans l'ouest Panama et un arrêt du volcanisme à l'est Panama dans le massif de San Blas-Darien (Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a).

Cette période marque la fracture de l'arc volcanique en deux blocs : le bloc Chocó à l'est et Chorotega à l'ouest.

En Colombie, au niveau du Bloc Nord Andin (Amérique du Sud) le volcanisme s'arrête entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur. Cependant, une ou plusieurs phases de surrection rapide de roches plutoniques se produisent (Villagómez et Spikings, 2013) :

- au niveau du batholite de Mandé, sur le bloc Chocó, entre 38 et 37 Ma par AFT (longueurs des traces comprises entre 13.5 et 14.5 μm observées) puis 32 Ma par (U-Th)/He sur zircon ;
- au niveau du batholite d'Antioquia, sur la plaque Amérique du Sud (au nord), des âges AFT entre 44 et 41 Ma ;
- au niveau des batholites de Sonson, sur la plaque Amérique du Sud (au nord), des âges AFT entre 48 et 44 Ma et des longueurs de traces de 14.9 μm observées et un âge de 30 Ma par la méthode (U-Th)/He sur apatite ;
- au niveau du batholite d'Ibague (proche de la limite du bloc Chocó), des âges AFT entre 37 et 30 Ma.

Une discordance majeure oscillant entre l'Eocène moyen et supérieur est observée au Panama (cette étude et Buchs *et al.* (2011b); Coates *et al.* (2004)) et en Colombie (Maurin, 2012; Villamil, 1999).

Comment peut-on expliquer l'apparition de tous ces événements géologiques évoqués à la fois en Amérique du Sud et en Amérique Centrale ?

Pour expliquer au mieux tous ces phénomènes, il faut prendre en compte dans un premier temps, la situation à l'ouest, vers la plaque Farallon, et dans un second temps, à l'est, c'est à dire vers les plaques Caraïbe et Amérique du Sud.

6.4.1 Regard porté vers l'est : la plaque Farallon

Certains modèles considèrent que l'arc volcanique se situe loin de la plaque Amérique du Sud (Mann et Corrigan, 1990; Coates *et al.*, 2004; Lissinna, 2005; Montes *et al.*, 2012a). Les déformations

et phénomènes géologiques constatés au niveau de la croûte chevauchante sont alors liés à la plaque subduite, la plaque Farallon.

Hypothèse de subduction d'anomalies topographiques sur la plaque Farallon

Lissinna (2005) propose entre 45 et 23 Ma, le passage en subduction, d'ouest en est, de rides liées à l'activité du point chaud des Galapagos. Cette ride ou ces rides auraient pour conséquence la migration de l'arc vers le nord au niveau de la péninsule d'Azuero du bloc Chorotega. Cependant, il est difficile de comprendre comment l'arc s'arrête dans le bloc Chocó et comment la plaque subduite brise l'Amérique Centrale en deux.

Considérons plutôt une croûte océanique sur-épaissie de dimension plus large, de type plateau océanique, entrant dans la subduction au niveau du bloc Chocó. Il pourrait se produire un phénomène d'accrétion des parties superficielles de la croûte océanique épaissie le long du front de subduction, qui correspondrait au plateau du point chaud de Gorgona ou du point chaud des Galapagos. Cette croûte surépaissie peut subduire à la manière d'un *flat slab*. Cette hypothèse explique l'arrêt du volcanisme dans le bloc Chocó, peut expliquer les mouvements décrochants dans la région du Canal mais n'explique pas le régime extensif subi par la croûte chevauchante. En effet, le passage d'une croûte surépaissie en subduction a plutôt tendance à provoquer un régime compressif, et des phénomènes de surrection. Pour expliquer le régime extensif, il faut prouver une flexure lithosphérique et compressive créant de façon superficielle sur la croûte chevauchante, une zone extensive au toit de la flexure.

Hypothèse de variations dans la cinématique de la plaque Farallon

En examinant maintenant, les vitesses et orientations des déplacements de la plaque Farallon, au cours du temps dans sa partie sud, par rapport à l'Amérique du Sud stable (Pardo-Casas et Molnar, 1987), on constate que (Fig. 6.4) :

- entre 70 et 50 Ma, le déplacement s'effectue vers le nord à une vitesse de $50 - 55 \pm 30$ mm/an ;
- entre 50 et 42 Ma, le déplacement s'effectue vers le nord-est à une vitesse supérieur à 100 mm/an ;
- entre 36 et 26 Ma, le déplacement s'effectue vers le nord-est-est à une vitesse de $50 - 55 \pm 30$ mm/an ;
- puis, à partir de 26 Ma, le déplacement s'effectue globalement vers l'est à une vitesse supérieur à 100 mm/an.

L'étude de Daly (1989), montre également que le taux de convergence de la plaque Farallon par rapport à l'Amérique du Sud, est rapide entre 48 et 37 Ma (204 ± 80 mm/an), et lente entre 37 et 26 Ma (44 ± 26 mm/an).

Pour synthétiser, vers 40 Ma, apparaissent une diminution drastique du taux de convergence entre les deux plaques, et un changement d'orientation de la plaque Farallon.

Ces variations dans la cinématique de la plaque Farallon, doivent impacter la zone de convergence avec la plaque Caraïbe.

Dans ma zone d'étude, ce changement d'orientation dans la convergence peut induire :

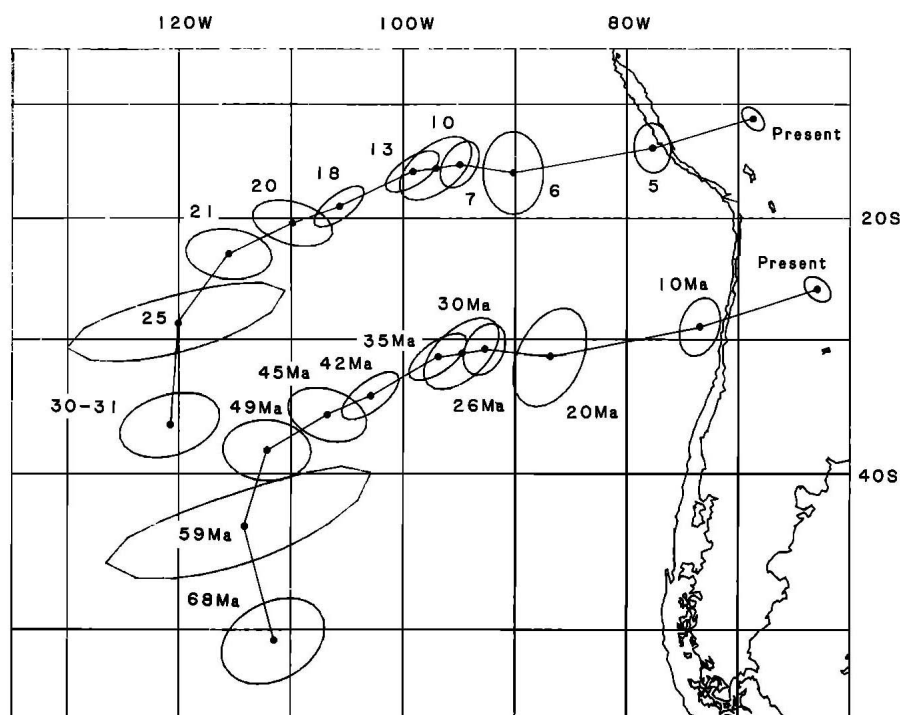


FIGURE 6.4 – Positions de deux points sur la plaque Farallon correspondant aux anomalies 30-31 montrant le déplacement de la plaque Farallon en fonction de l'Amérique du Sud, d'après Pardo-Casas et Molnar (1987).

- une subduction frontale dans un premier temps, en considérant que le front de subduction est un axe NW-SE, puis une subduction oblique dans un second temps. Cette subduction oblique peut expliquer des mouvements sénestres par partitionnement de la convergence. Cependant, cette hypothèse unique ne répond pas à l'arrêt du volcanisme dans la partie Chocó et la mise en place du bassin extensif de Chucunaque-Tuira-Atrato.
- un *roll-back* peut-être envisager (Malinverno et Ryan, 1986). Le bassin de Chucunaque-Tuira-Atrato devient alors une zone d'extension d'arrière-arc. Le volcanisme migrerait vers le front de subduction. Or, aucun volcanisme n'a été encore documenté à l'Oligocène, proche du front de subduction de la plaque Farallon, du bloc Chocó. Néanmoins, la présence de roches volcaniques d'arc dans le massif de Sapo pourrait correspondre à l'emplacement de cet arc volcanique.

La combinaison de deux événements tectoniques, c'est-à-dire, l'arrivée dans la zone de subduction d'anomalies topographiques et d'un changement d'orientation et de vitesse de la plaque Farallon, peut très bien justifier tous les phénomènes géologiques observables sur la croûte chevauchante. Malheureusement, il manque un certain nombre de contraintes pour vérifier ces hypothèses. De plus, des événements tectoniques et géologiques en Amérique du Sud, à cette même période, restent inexpliqués comme la surrection rapide de la Cordillère Centrale. Cette Cordillère Centrale représente, pendant cette période, l'arc volcanique de la marge continentale sud américaine associé à la subduction de la plaque Caraïbe.

6.4.2 Regard porté vers l'ouest : les plaques Caraïbe et Amérique du Sud

L'Eocène moyen-supérieur est marqué par un événement important : le rapprochement de l'Amérique du Sud et de l'Amérique du Nord (Muller *et al.*, 2008; Somoza, 2007).

En envisageant maintenant l'Amérique Centrale à proximité de l'Amérique du Sud, l'Amérique Centrale peut être impactée par l'Amérique du Sud.

Si la bordure sud du bloc Chocó, région d'Istmina, se trouve à proximité de la zone de subduction Caraïbe/Amérique du Sud, une nouvelle configuration cinématique se met en place, décrite par un arc volcanique qui arrive dans la zone de subduction océan/continent.

La topographie élevée de l'arc, sa maturité, son socle épais, et son angle d'arrivée dans la zone de subduction font que l'arc volcanique ne rentrera pas en subduction sous la plaque Amérique du Sud (Cloos, 1993). La bordure de l'arc reste alors bloquée dans la zone de subduction et commence à s'accréter (Fig. 6.5).

Ce blocage favoriserait une zone relai entre l'Amérique Centrale et l'Amérique du Sud. Cette zone relai, coudée, se construit entre : - la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Caraïbe, - et la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Sud. Cette zone de relai se localise alors au niveau du bloc Chocó. Le volcanisme d'arc s'arrête, favorisé par, l'incurvation du front de subduction, et par une diminution drastique de la vitesse de la plaque Farallon. Le changement d'orientation vers l'est du vecteur de la plaque Farallon contribue à la création de failles décrochantes sénestres au front de subduction et dans la plaque chevauchante.

Une rotation horaire apparaît dans le bloc Chocó (Fig. 6.5). Cette rotation horaire n'est pas le seul fruit du changement d'orientation de la plaque Farallon. La plaque Caraïbe, à cette même époque, est extrudée vers l'est par le rapprochement des deux Amériques. L'extrusion et le *slab pull* de la plaque Caraïbe sous l'Amérique du Sud, contribuent également à une rotation horaire au niveau du bloc Chocó.

Cette rotation horaire est accommodée par une extension "en éventail" du bloc Chocó autour d'un point fixe proche de la région d'Istmina, zone de blocage. Ce régime extensif forme ainsi le bassin de Chucunaque-Tuira-Atrato. Cependant, cette rotation horaire doit être également guidée par des failles sénestres le long de ce bassin, qui sont difficilement observables puisqu'elles sont recouvertes par la couverture sédimentaire néogène.

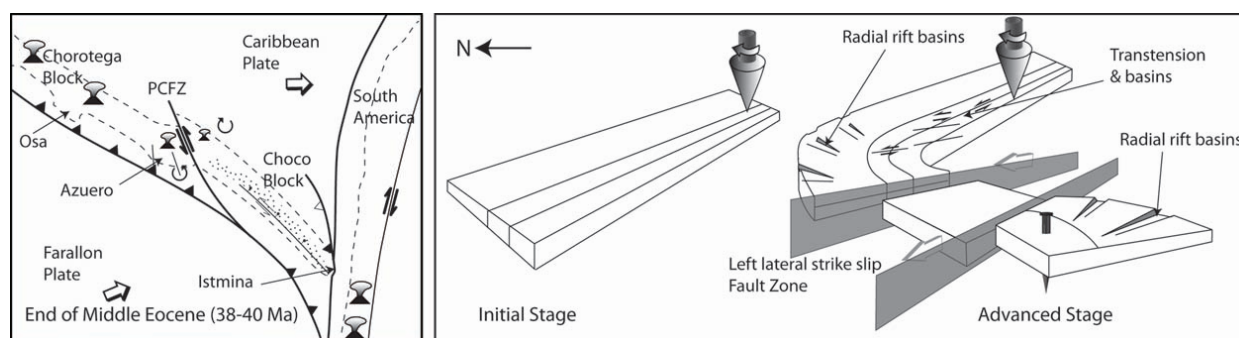


FIGURE 6.5 – A gauche, reconstruction géodynamique à la fin de l'Eocène moyen et à droite un schéma montrant la relation entre (1) les oroclines, (2) la formation de bassin en transtension, (3) la séparation en deux blocs, (4) les déformations extensives radiales, schéma modifié d'après Gutierrez-Alonso *et al.* (2008).

Cette configuration cinématique explique (Fig. 6.5) :

- la séparation au niveau du Canal de Panama de la Cordillère Centrale en deux blocs : Chorotega à l'Ouest et Chocó à l'est ;
- la rotation antihoraire de la péninsule d'Azuero d'environ 20° entre 38 et 28 Ma (Montes *et al.*, 2012a) ;
- la formation de bassins en éventail dans la péninsule d'Azuero dont celui de Macaracas (chapitre déformations et structures) ;
- des déformations transtensives sénestres dans la zone du Canal de Panama ;
- du régime extensif à partir de l'Eocène moyen-supérieur dans le bloc Chocó (chapitres stratigraphies et déformations et structures) et de la mise en place du bassin de Chucunaque-Tuira-Atrato ;
- des failles radiales dans le massif de San Blas-Darien (carte structurale dans le chapitre déformations et structures) ;
- la rotation horaire du massif de San Blas Darien de 0 à 5° entre 38 et 28 Ma, puis d'environ 25° entre 28 et 25 Ma (Montes *et al.*, 2012a) ;
- l'arrêt du volcanisme dans le bloc Chocó et la migration de l'arc dans le bloc Chorotega

L'exhumation de roches plutoniques, entre 47 et 42 Ma dans le massif de San Blas-Darien, et entre 48 et 41 Ma en Amérique du Sud, peut s'expliquer par des taux de convergence rapide des plaques Farallon et Caraïbe lors de leur subduction respective. En outre, la surrection rapide entre 30 et 38 Ma, de la marge continentale et de l'arc volcanique, peut s'interpréter par l'initiation de la collision de la bordure sud de l'Amérique Centrale sur l'Amérique du Sud. La discordance majeure datée de l'Éocène moyen à supérieur observée à la fois au Panama et en Colombie (Villamil, 1999; Cardona *et al.*, 2012) semble être en accord avec cette hypothèse.

Cette configuration des plaques et l'interaction entre leurs frontières, malgré sa complexité, expliquent mieux les événements géologiques et tectoniques de la région et leur similarité entre l'Amérique du Sud et l'Amérique Centrale. La géométrie proposée est observable sur la figure 6.6. Par ailleurs, la configuration proposée par mon étude est assez proche de celle proposée dans les modèles géodynamiques généralistes de la plaque Caraïbe (Meschede, 1998; Pindell et Kennan, 2009).

6.4.3 Subsidence et sédimentation dans les bassins (Oligocène)

Le bloc Chocó poursuit sa rotation horaire comme le montre les données paléomagnétiques, à proximité de la PCSZ active, dans le massif de San Blas-Darien d'environ 25° (Montes *et al.*, 2012a).

La période de l'Oligocène est marquée, au Panama, par une sédimentation calme dans des bassins transtensifs en développement de Macaracas, de Tonosi, du Canal, et dans les bassins extensifs voire transtensifs selon le modèle, de Chucunaque-Tuira, de Sambu et d'Uraba.

En supposant que l'Amérique Centrale de l'Amérique du Sud, les particules sédimentaires issues du drainage de bassins versants de l'Amérique du Sud se déposeraient dans une dépression quasi continue formant le bassin d'Atrato-Tuira-Chucunaque. Cette hypothèse permet d'expliquer l'épaisseur sédimentaire de plus de 6000 m dans le bassin de Chucunaque-Tuira. Les shales bitumineux et les huiles dans le bassin de Chucunaque-Tuira et de Sambu, pourraient alors provenir de matières organiques issues de l'Amérique du Sud.

En Colombie, le volcanisme d'arc est absent dans le bloc Chocó et sur la marge continentale. Une subsidence se produit remplissant de nouveaux bassins comme celui de la vallée de Cauca, et du bassin de la Magdalena (Villamil, 1999; Maurin, 2012). Maurin (2012) propose un ralentissement de la subduction de la plaque Caraïbe sous l'Amérique du Sud. Tandis que Taboada *et al.* (2000); Ceron *et al.* (2007) proposent la subduction du LIP de la plaque Caraïbe en *flat slab*. Cependant ce phénomène devrait s'accompagner d'une surrection et de déformations compressives sur la plaque chevauchante, ce qui n'est pas le cas.

Sur la bordure nord de la plaque Amérique du Sud, ou plus précisément sur le bloc Nord Andin, des décrochements dextres s'initient pour accommoder le déplacement vers l'est de la plaque Caraïbe. L'exemple de la péninsule de la Guajira montre la formation de bassin en transtension de long de la faille de Cuisa (Maurin, 2012) et la surrection lente des horsts, montrée par les traces de fission sur apatites dans cette étude.

De manière générale, l'Amérique centrale poursuit sa rotation horaire et se rapproche lentement de l'Amérique du Sud (Fig. 6.6). La plaque Caraïbe, quant à elle, disparaît progressivement sous la plaque Amérique du Sud.

RECONSTRUCTION GÉODYNAMIQUE DE LA RÉGION SUD-OUEST CARAÏBE

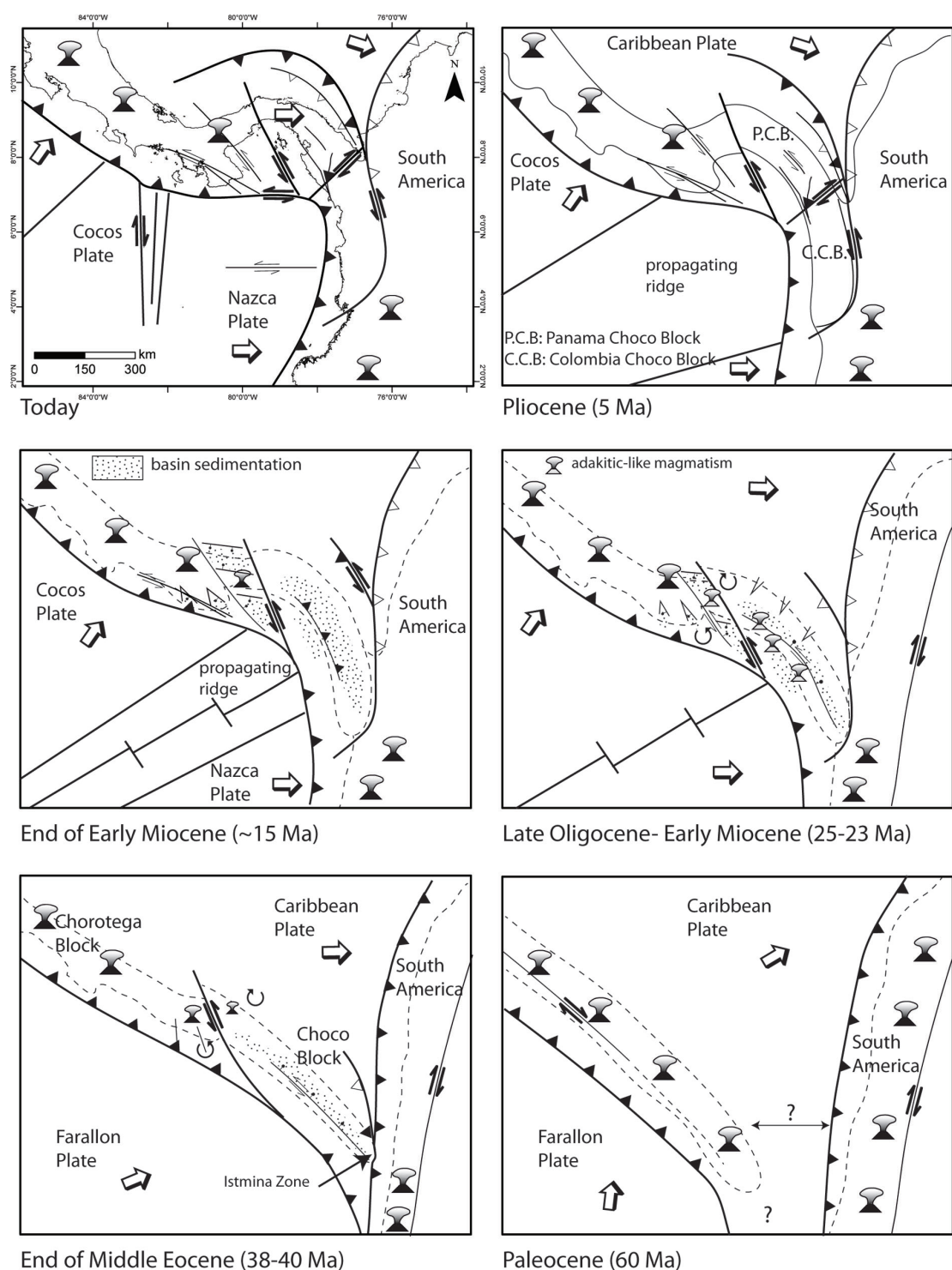


FIGURE 6.6 – Reconstruction tectonique du Paléocène jusqu'à l'Actuel de la bordure sud ouest de la plaque Caraïbe avec l'Amérique du Sud fixe. Mouvement des plaques : Farallon selon Pardo-Casas et Molnar (1987), Cocos et Nazca selon Meschede et Barckhausen (2000), et Caraïbe selon Pindell et Kennan (2009). Rotation des blocs selon Montes *et al.* (2012a).

6.5 Les événements tectoniques de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur

Entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, c'est-à-dire entre 25 et 23 Ma, la scission de la plaque Farallon se manifeste, créant deux plaques : La plaque Cocos au nord et la plaque Nazca au sud (Meschede et Barckhausen, 2000; Lonsdale, 2005). La première ride d'ouverture se situe au niveau du coude de l'Amérique Centrale, c'est à dire au niveau du bloc Chocó (Meschede et Barckhausen, 2000).

Farris *et al.* (2011); Montes *et al.* (2012a) proposent l'initiation de la collision entre l'isthme de Panama et l'Amérique du Sud à cette période. Une croûte océanique, nouvellement formée par la fission de la plaque Farallon, se localise alors à proximité de la frontière de la plaque Nazca et Amérique Centrale (bloc Chocó). Je propose que cette nouvelle lithosphère joue alors le rôle d'un indenter qui pousse le bloc Chocó contre l'Amérique du Sud, ce qui entraîne la collision complète de l'Amérique Centrale sur l'Amérique du Sud. Dans mon modèle, cette période coïncide bien avec l'accrétion complète de toute la partie colombienne du bloc Chocó (Fig. 6.6).

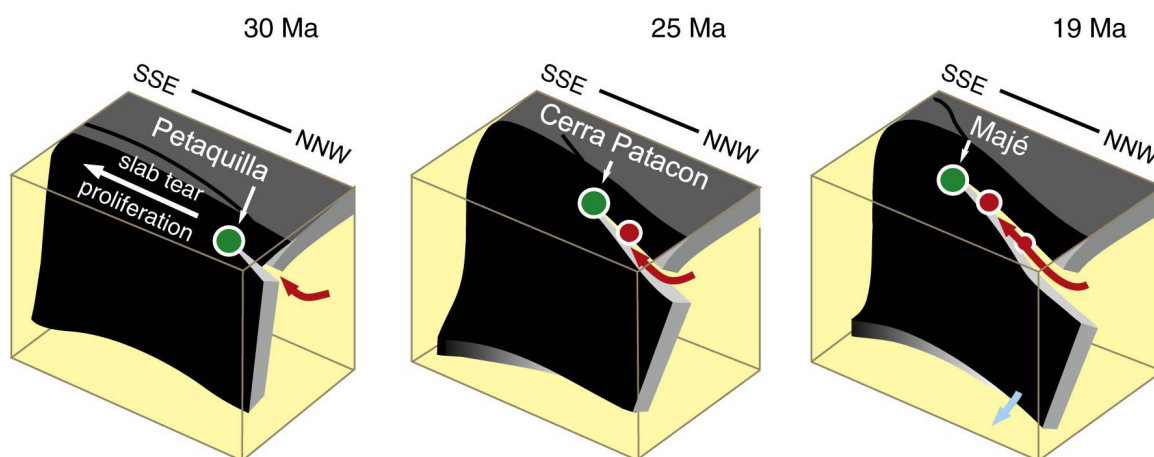


FIGURE 6.7 – Schéma proposant un déchirement latéral de la lithosphère sous l'isthme de Panama et la corrélation avec les épisodes volcaniques adakitiques de Petaquilla, Cerro Patacon, et Majé, d'après Whattam *et al.* (2012).

J'ai observé dans le massif de Majé la présence d'andésites à dacites. Cet événement volcanique de signature adakitique et d'âge 18.9 ± 0.4 Ma (Whattam *et al.*, 2012) est corrélé avec les adakites observées dans le Cerro Patacon de 25.37 ± 0.13 Ma (Rooney *et al.*, 2010), et Petaquilla 29 et 26 Ma (Whattam *et al.*, 2012).

De manière théorique, l'apparition d'adakites est occasionnée par l'arrivée d'un flux de chaleur mantellique anormal sous la croûte lors de la subduction d'une ride d'ouverture, ou lors d'un déchirement du panneau plongeant (Peacock *et al.*, 1994; Bourgois et Michaud, 2002; Castillo, 2006).

A partir des datations effectuées, Whattam *et al.* (2012) proposent un déchirement du panneau plongeant sous l'isthme de Panama de façon latérale, du NNW au SSE (Fig. 6.7). Je propose une solution alternative avec un déchirement du panneau plongeant de façon verticale, provoqué par une direction de traction de la plaque lithosphérique subduite différente (*slab-pull*), entre l'Amérique

Centrale et l'Amérique du Sud.

En effet, les tractions sous l'Amérique centrale de la plaque Farallon sont de direction nord-est tandis que sous l'Amérique du Sud ces tractions sont vers l'est. Cela peut induire une extension au niveau du *slab* qui se localisera préférentiellement, au niveau de la frontière de plaques coudées. Lonsdale (2005) propose également des orientations de *slab pull* divergents de la plaque Farallon, pour expliquer la scission de la plaque en surface.

La plaque Farallon subduite sous l'isthme de Panama est alors interprétée comme un *slab* stagnant, soumis à des forces d'extension liées aux tractions divergentes. Un déchirement du slab en profondeur se produit qui migre progressivement vers la surface. Cette hypothèse est proposée dans le Pacifique ouest au niveau des plaques du Japon et de Izu-Bonin (Obayashi *et al.*, 2009) dans un contexte assez similaire.

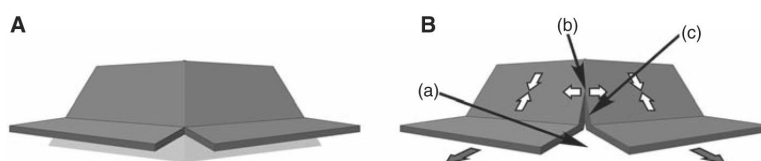


FIGURE 6.8 – Schéma d'un déchirement vertical du panneau plongeant, proposé par Obayashi *et al.* (2009) pour expliquer les données tomographiques dans la région du Japon.

La présence d'adakites dans l'isthme de Panama peut ainsi s'expliquer par un autre mécanisme avec une relation de localisation par rapport à la ride d'ouverture formant la plaque Nazca et la plaque Cocos (Fig. 6.6).

6.6 Les événements tectoniques du Miocène moyen à l'Actuel

Les résultats obtenus au cours de ma thèse dans la partie panaméenne du bloc Chocó permettent de reconstituer l'évolution tectonique de ce domaine :

- la mise en place d'un régime compressif, réactivant les anciennes failles normales des bassins de Chucunaque-Tuira et de Sambu ;
- la surrection rapide de l'isthme, en deux phases, marquées par une discordance entre 16 et 14 Ma (Miocène moyen), et une discordance majeure à partir de 7 Ma (Miocène supérieur) et enfin une absence sédimentation du Pliocène dans les parties *onshores*. Cette surrection s'interprète également à partir de mes résultats AFT dans le massif de Majé ;
- l'activité de la *Darien Shear Zone* ;
- la mise en place d'un prisme d'accrétion de forme incurvée (NPDB), dans la partie Caraïbe.

Les déformations compressives puis transpressives le long des zones de failles de Jaque, Sambu, Rio Balsas et Sanson Hills encaissent les déformations compressives et engrangent l'incurvation Néogène du bloc Chocó. En effet, la croûte océanique nouvellement formée de la plaque Nazca entre difficilement en subduction, un couplage entre le bloc Chocó et la plaque Nazca peut en découler. La plaque Nazca vient alors pousser le bloc Chocó contre l'Amérique du Sud terminant ainsi l'accrétion de l'arc volcanique sur la marge continentalisée de l'Amérique du Sud.

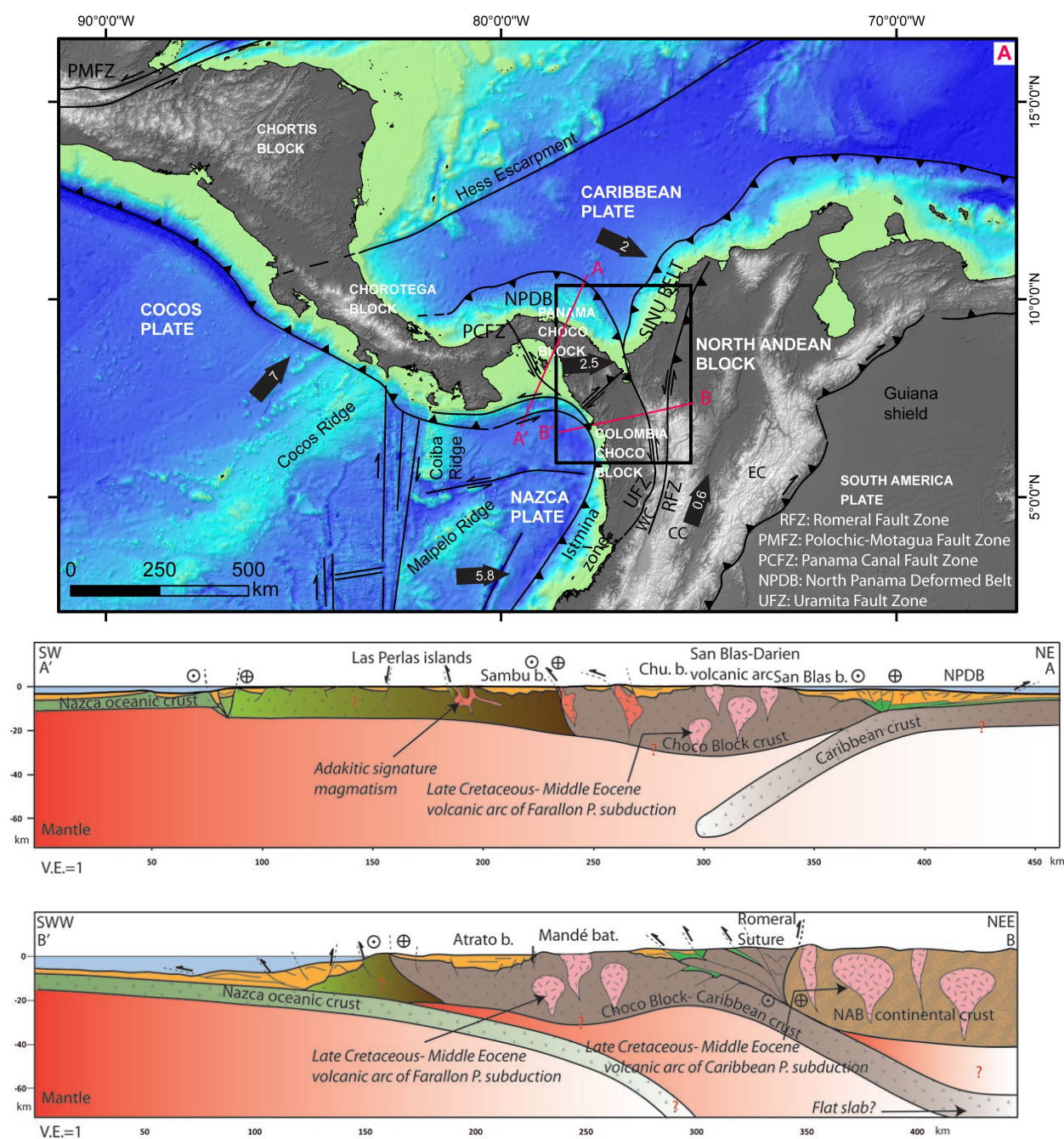


FIGURE 6.9 – A. Carte tectonique actuelle avec la localisation des deux coupes interprétatives. B. Coupe interprétative au niveau du bloc Chocó Panama et du bloc Chocó Colombie. La croûte en dégradé vert-marron pourrait correspondre soit à des terrains accrétés, soit à la croûte océanique caraïbe. En vert, les sédiments crétacés, en jaune les sédiments tertiaires. Coupe BB' modifiée d'après Taboada *et al.* (2000); Bayona *et al.* (2013).

L'étude des données géophysiques (anomalies de Bouguer) et spatiales, montre la présence d'une fracture transpressive, dextre, profonde, de la lithosphère que nous appelons la *Darien Shear*

Zone (DSZ). Elle délimite avec un axe SWW-NEE une région au sud où le prisme de Sinu devient prioritaire et chevauche les unités du bloc Chocó vers l'ouest, et une région au nord où le prisme nord Panama chevauche la plaque Caraïbe vers le nord-est. L'activité de la DSZ induit la création de deux blocs : le bloc Chocó Panama et le bloc Chocó Colombie.

Grâce aux corrélations puits-profil sismiques, on date l'activité de cette zone transpressive dextre du Miocène moyen à l'Actuel. J'interprète cet âge comme l'initiation du prisme d'accrétion nord Panama et donc l'initiation de la subduction de la plaque Caraïbe sous le bloc Chocó Panama. Le panneau plongeant de la plaque Caraïbe est aujourd'hui estimé à environ 80 km de profondeur (Camacho *et al.*, 2010).

L'activité transpressive de la *Darien Shear Zone*, induit une zone de surrection. La rivière ou chenal du paléo-Atrato qui alimentait en sédiments le bassin de Chucunaqu-Tuira est dévié vers l'est, et nourrit progressivement en sédiments, riches en matières organiques, le bassin d'Uraba, le bassin de San Blas puis tout le prisme nord Panama.

Le bloc Nord Andin à partir du Miocène supérieur-Pliocène (6 à 11 Ma) se soulève et s'échappe vers le nord à une vitesse de 6 mm/an (Egbue et Kellogg, 2010). Il se limite : -à l'est par la cordillère orientale, et les Andes de Mérida, formée par transpression dextre, - et à l'ouest par la faille d'Uramita transpressive sénestre isolant le bloc Chocó Colombie de toute l'Amérique du Sud. L'extrusion du bloc Nord Andin, s'accompagne de failles décrochantes à jeu vertical, normal ou inverse, corrélé avec les résultats thermochronologiques de basse température (Villagómez et Spikings, 2013) dans la Cordillère Centrale et Occidentale et dans la SNSM (cette étude). Ces événements sont corrélés avec la collision/subduction de la ride de Carnegie (Gutscher *et al.*, 1999; Trenkamp *et al.*, 2002; Witt *et al.*, 2006).

La figure 6.9 montre deux coupes interprétatives du bloc Chocó Panama et du Chocó Colombie illustrant les différents processus de convergence. Au Nord, la plaque Caraïbe plonge sous le Bloc Choco Panama (Fig. 6.9 coupe AA'), tandis qu'au Sud, la plaque Caraïbe reste bloquée sous l'Amérique du Sud (Fig. 6.9 coupe BB'), blocage lié à la collision de l'Amérique Centrale (Bloc Choco Colombie). Ce changement de direction de convergence de la plaque Caraïbe se situe au niveau de la *Darien Shear Zone* (DSZ). L'extension de la DSZ dans le golfe d'Uraba montre une zone de compétition entre le prisme Nord Panama (Amérique Centrale) et le prisme de Sinu (Amérique du Sud). J'obtiens ainsi la configuration actuelle de la bordure sud de la plaque Caraïbe (Fig. 6.6 et Fig. 6.9).

6.7 Conclusion

La reconstruction géodynamique de la bordure nord-ouest de la plaque Caraïbe proposée montre une accréation progressive de l'Amérique Centrale sur l'Amérique du Sud débutant à la fin de l'Eocène moyen. Cette reconstruction a été réalisée en respectant au mieux tous les indices géologiques.

Ma proposition va à l'encontre des modèles évolutifs proposés par Duque-Caro (1990a); Mann et Corrigan (1990); Coates *et al.* (2004); Farris *et al.* (2011); Montes *et al.* (2012b,a) en faveur d'une collision s'initiant au début du Néogène.

En effet, la plupart de ces études se sont concentrées sur les roches néogènes, et les déformations qu'elles ont pu subir. Malheureusement, en considérant l'Amérique Centrale à une grande distance de l'Amérique du Sud, je n'arrive pas à expliquer, de façon pertinente, tous les événements tectoniques dans l'isthme de Panama.

Cependant, Lissinna (2005); Wegner *et al.* (2011); Coates *et al.* (2004); Montes *et al.* (2012a) soulignent un événement majeur entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur sans pour autant l'expliquer de façon claire.

En tenant compte à présent, de l'évolution des plaques environnantes et leur interaction entre elles (plaques Farallon, Amérique du Sud, Caraïbe, et Amérique du Nord) et en prenant partie de situer l'Amérique Centrale à proximité de l'Amérique du Sud, j'interprète plus facilement les résultats.

Les modèles généraux sur l'évolution de la plaque Caraïbe préexistants indiquent également qu'entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur, l'Amérique Centrale, et plus précisément le bloc Chocó, se situait à une faible distance de l'Amérique du Sud (Meschede et Frisch, 1998; Kennan et Pindell, 2009; Pindell et Kennan, 2009).

Ces modèles cependant, insistaient sur le manque de connaissance de la région panaméenne. L'apport de mes résultats stratigraphiques, structuraux, et thermochronologiques, affine le modèle d'évolution géodynamique de la région sud-ouest Caraïbe durant le Cénozoïque.

Conclusions générales et perspectives

Conclusions

La bordure sud-ouest de la plaque Caraïbe est une région, dans laquelle s'est produite au Cénozoïque, l'accrétion d'un arc volcanique sur une marge continentale : c'est une région clef pour comprendre ce type de processus.

L'étude bibliographique met en avant des disparités d'interprétation sur l'âge de la collision. En fonction des auteurs et de leurs approches, les âges varient entre 3.5 et 25 Ma. La plupart de ces études sont indirectement argumentées, se basant sur les périodes de surrection, observées soit par des données sédimentologiques et par des discordances angulaires, soit par des données paléontologiques telles que la présence de fossiles terrestres sur les terres émergées. Néanmoins, les premières études géologiques montrent une accrétion plus ancienne au début du Miocène inférieur basées sur l'âge des déformations compressives (Mann et Kolarsky, 1995; Farris *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012a).

Il devenait donc indispensable de réaliser une étude géologique complète pour mieux contraindre dans le temps et l'espace cette période d'accrétion, cruciale dans l'histoire de l'Amérique Centrale.

Une autre problématique vient s'ajouter à la première, celle du soubassement de l'arc volcanique, appartenant à la plaque Caraïbe. En effet, le domaine Caraïbe est une région géologique très étudiée mais qui recèle encore aujourd'hui d'incertitudes. La plus majeure est celle de la mise en place du LIP. Ce dernier se met-il en place : (1) sur une croûte océanique, type plaque Farallon, (2) ou sur une croûte continentale amincie, résultat de la séparation des deux Amériques au Jurassique moyen par le propagateur Nord Atlantique, (3) ou le LIP, constituant majeur de la croûte peut-il se mettre en place sans soubassement lors une période de rifting. Répondre à cette question revient à prendre position sur le modèle de formation de la plaque Caraïbe, inter-Amériques ou Pacifique, cette divergence de point de vue concernant essentiellement les périodes anté-albiennes (100 Ma).

Au cours de ma thèse, j'ai identifié des roches qui se rapportent au soubassement de l'arc volcanique. Elles correspondent à la partie superficielle de la croûte et au LIP. Je n'ai pas trouvé d'affleurements de roches continentales, ni de xénolithes piégés dans les roches magmatiques de l'arc volcanique. De plus, les études géochimiques de Wörner *et al.* (2009); Wegner *et al.* (2011) sur les roches magmatiques de l'arc montrent une signature d'arc volcanique intra-océanique. Par conséquent, je peux exclure l'hypothèse d'une croûte continentale amincie sous le LIP dans la région panaméenne. Mais en excluant cette hypothèse, je ne peux toujours pas me positionner sur un modèle de formation de la plaque Caraïbe en particulier. L'arc volcanique panaméen a très bien pu se mettre en place sur une croûte océanique constituée du LIP et de la plaque Farallon, ou sur une croûte océanique liée au propagateur Nord Atlantique dans un contexte de point chaud. Se positionner sur un modèle particulier, reviendrait également à construire une argumentation à

partir de roches plus anciennes que le Crétacé supérieur, or la plupart des affleurements observés sont d'âge Cénozoïque.

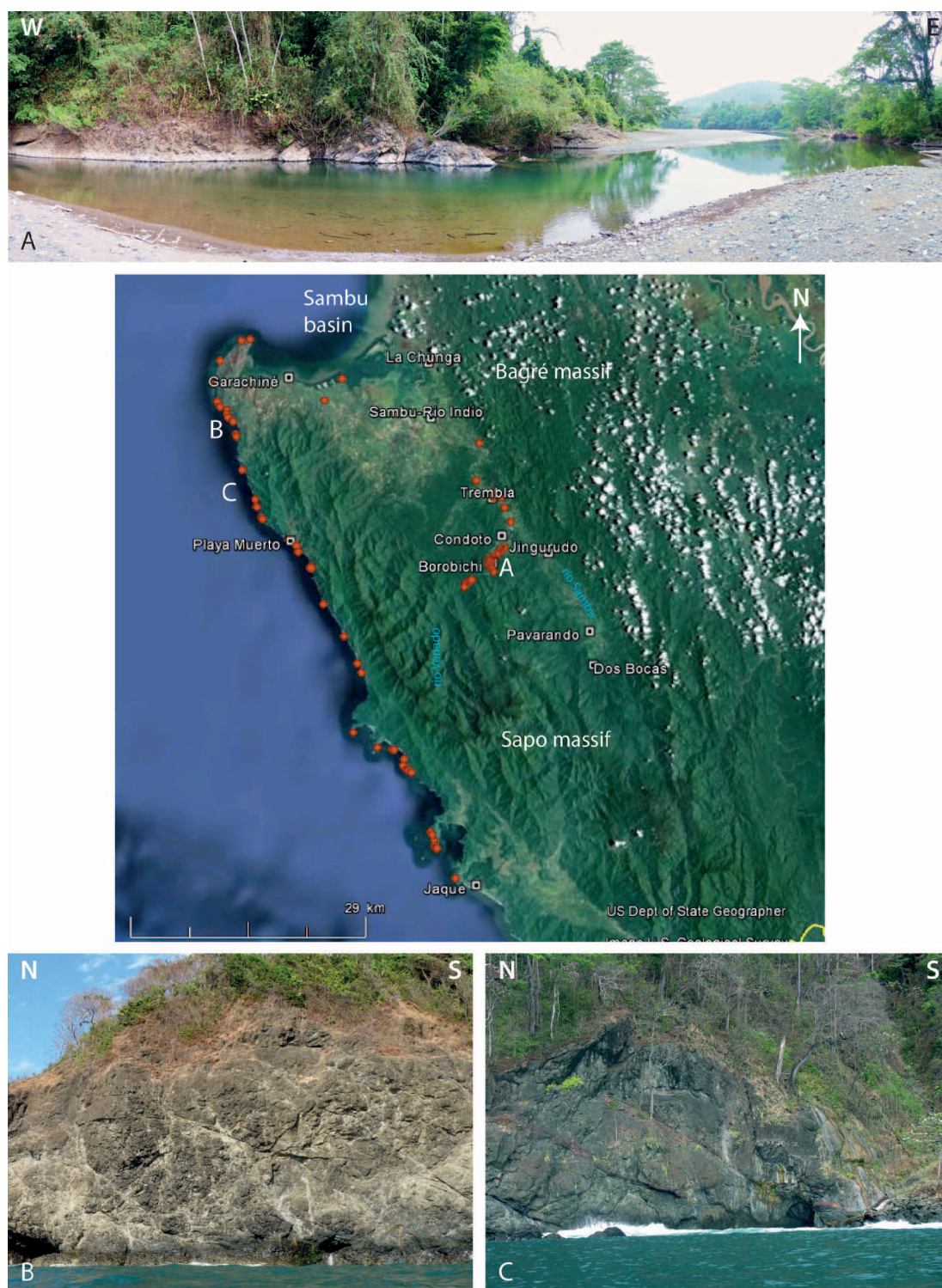
Par une approche pluridisciplinaire, ma thèse livre de nombreux résultats en alliant des données sédimentologiques, paléontologiques, structurales, thermochronologiques, géophysiques et d'imagerie spatiale. Ces résultats sont regroupés dans une synthèse géodynamique car mon principal objectif était de reconstruire l'histoire géologique de l'isthme de Panama. L'interprétation de mes résultats permet de définir plusieurs phases majeures dans l'évolution géologique de l'isthme, dont les principales sont les suivantes :

- Au Campanien supérieur, un arc volcanique, produit de la subduction de la plaque Farallon sous la plaque Caraïbe se met en place ;
- Au cours du Paléocène-Eocène inférieur, des déformations compressives de la plaque chevauchante, sont liées au passage en subduction, ou à l'accrétion tectonique le long du front de subduction, d'anomalies topographiques ;
- Entre l'Eocène moyen-supérieur et l'Oligocène inférieur, se produit l'initiation de la collision de l'arc volcanique (bordure sud) contre l'Amérique du Sud, et une fracture transtensive sénestre qui scinde l'arc volcanique en deux blocs distincts, Chocó et Chorotega, par l'intermédiaire de la CPSZ. L'Amérique Centrale rentre dans sa première phase d'incurvation liée à des rotations de blocs ;
- A l'Oligocène, une période d'extension et transtension induit la formation de bassins sédimentaires ;
- A l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur se produit un déchirement du panneau plongeant dans le sens vertical sous l'isthme de Panama, puis l'accrétion progressive de l'arc volcanique (partie colombienne) contre l'Amérique du Sud ;
- Au Miocène moyen, la collision aujourd'hui localisée au niveau de la frontière Panama-Colombie, induit la fracture transpressive dextre (DSZ) du bloc Chocó en deux : le bloc Chocó Panama et le bloc Chocó Colombie. Cette période marque le début des déformations compressives dans tous l'est Panama, et la formation de l'orocline Nord Panama (NPDB) ;
- Au Pliocène, les déformations compressives deviennent transpressives et accommodent la dernière phase d'incurvation. Ces déformations entraînent une émergence complète de l'isthme.

Les conséquences de cette accrétion arc/continent sont nombreuses.

La surrection des terres volcaniques ferme la circulation océanique entre l'Océan Pacifique et Atlantique, engendre une modification de la salinité de l'eau de la mer des Caraïbes, modifie la circulation océanique, et impacte le Climat à partir de 4 Ma (Haug et Tiedemann, 1998; Haug *et al.*, 2001; Bartoli *et al.*, 2005). La surrection des terres offre aussi un nouveau passage aux espèces animales entre les deux Amériques (GABI) (Keigwin, 1978; Stehli et Webb, 1985; Kirby *et al.*, 2008; Beu, 2001; Newkirk et Martin, 2009; Cody *et al.*, 2010).

Cette thèse souligne également l'influence des mouvements tectoniques verticaux dans la distribution et le trajet des flux sédimentaires. L'accrétion de l'arc volcanique a pour conséquence la migration des flux sédimentaires terrigènes de la rivière Atrato ou paléo-Atrato, marquée par une sédimentation dans le bassin d'Atrato-Tuira-Chucunaque puis dans le prisme NDPB.



Carte montrant les arrêts géologiques dans la région de Sapo. A Panorama du rio Venado, B. Radiolarites intercalées dans des coulées basaltiques, côte Pacifique, C. basaltes en coussins et fracturés et hydrothermalisme, côte Pacifique.

Perspectives

La région orientale du Panama est depuis longtemps une région difficile d'accès, il reste donc de nombreuses études géologiques à réaliser afin de pouvoir établir précisément une histoire géologique régionale. Les perspectives à ces travaux de thèse sont donc multiples et variées.

Une première perspective serait d'exploiter au maximum les échantillons récupérés dans la région de Sambu et du massif de Sapo (cf carte page précédente). En effet, cette région étant proche de la frontière colombienne, les observations et échantillons sont très rares. Une étude approfondie alliant analyses géochimiques et datations thermochronologiques, est nécessaire pour mieux contraindre l'histoire géologique de cette région. En effet, la présence d'une croûte océanique, recouverte par des roches magmatiques de type arc volcanique, existe. Or, il est primordial de savoir si cette croûte océanique correspond bien à celle de la plaque Caraïbe et quel est son âge. Il est également important de connaître l'âge et la nature géochimique des roches de type arc volcanique du massif de Sapo. Est-ce que ces roches correspondent-elles à celles de l'arc volcanique Campanien-Eocène moyen ou s'agit-il plutôt de l'arc volcanique Oligocène, en migration, par un processus de *rollback* ? S'agit-il de roches adakitiques du Miocène inférieur ? Ce massif pourrait également correspondre à un terrain allochtone, accrété le long du front de subduction.

Une deuxième perspective serait d'identifier les zones d'accrétion de seamounts et/ou plateau océanique en bordure Pacifique par une étude géologique approfondie des bordures pacifiques. Des analyses géochimiques seront alors utiles pour distinguer l'origine de chaque magmas de roches volcaniques voire plutoniques.

Une troisième perspective serait de mieux caractériser la géométrie et la profondeur des bassins sédimentaires du Panama orientale, bassin de Chucunaque-Tuira et bassin de Sambu. A part les études gravimétriques de Case *et al.* (1971); Case (1974), ces bassins ont fait très peu l'objet d'études géophysiques. L'utilisation de techniques géophysiques comme la sismique serait un atout pour mieux comprendre ces bassins et leur relation avec leur soubassement. De plus, d'anciens rapports techniques font référence à des roches d'âge Eocène, mais également à la présence d'huiles et de schistes bitumineux dans ces bassins. Or lors de ma thèse, nous n'avons pu levé un profil stratigraphique détaillé dans ces bassins. Une étude sédimentologique, à partir des données originales issues de plusieurs forages, serait un moyen de palier cette lacune.

Une quatrième perspective serait d'accomplir une étude structurale couplée avec une approche thermochronologique dans la zone même de collision c'est-à-dire en Colombie occidentale. Ces travaux feront l'objet d'une thèse dans les prochains mois encadrée par Andreas Kammer.

Une cinquième perspective serait de réaliser une étude structurale en profondeur du prisme Nord Panama (NPDB) qui a fait l'objet actuellement que de deux campagnes sismique réflexion. Ce prisme Nord Panama, dont l'épaisseur de sédiments n'est pas encore réellement connue ni l'origine et âge de ces sédiments, peut s'avérer intéressant du point de vue pétrolier.

Une sixième et dernière perspective serait de contraindre le modèle géodynamique présenté dans cette thèse par un modèle mécanique et par une approche tomographique afin de mieux comprendre le couplage des phénomènes de surface et de profondeur lors d'une collision Arc-Continent.

Bibliographie

- ABBOTT, L. D., SILVER, E. A. et GALEWSKY, J. (1994). Structural evolution of a modern arc-continent collision in Papua New Guinea. *Tectonics*, 13(5):1007–1034.
- ABERS, G. A. et MCCAFFREY, R. (1994). Active arc-continent collision : Earthquakes, gravity anomalies, and fault kinematics in the Huon-Finisterre collision zone, Papua New Guinea. *Tectonics*, 13(2):227–245.
- ADAMEK, S., FROHLICH, C. et PENNINGTON, W. D. (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca Boundary : Constraints on Microplate tectonics of the Panama Region. *Journal of Geophysical Research*, 93(B3):2053–2075.
- ASPDEN, J., MCCOURT, W. et BROOK, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism : the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6):893–905.
- BADER, R., GERARD, R., BENSON, W., BOLLI, H., HAY, W., THOMAS ROTHWELL JR, W., RUEF, M., RIEDEL, W. et SAYLES, F. (1970). Site 27. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 4:93–123.
- BALL, M., HARRISON, C. et SUPKO, P. (1969). Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature*, 223:167–168.
- BANDINI, A. N., FLORES-REYES, K., BAUMGARTNER, P. O., JACKETT, S.-J. et DENYER-CHAVARRIA, P. (2008). Late Cretaceous and Paleogene Radiolaria from the Nicoya Peninsula, Costa Rica : a tectonostratigraphic application. *Stratigraphy*, 5(1):3–21.
- BANDY, O. L. et CASEY, R. E. (1973). Reflector Horizons and Paleobathymetric History, Eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 84:3081–3086.
- BARAT, F., Mercier de LEPINAY, B., SOSSON, M. et MULLER, C. (2012). Geologic Evolution of the Eastern Panama Isthmus from Biostratigraphic, Tectonic and Geophysical data. In *EGU, General Assembly*.
- BARCKHAUSEN, U., RANERO, C. R., CANDE, S. C., ENGELS, M. et WEINREBE, W. (2008). Birth of an intraoceanic spreading center. *Geology*, 36(10):767–770.
- BARTOLI, G., SARNTHEIN, M., WEINELT, M., ERLLENKEUSER, H., GARBE-SCHONBERG, D. et LEA, D. (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1):33–44.

- BAUMGARTNER, P. (1984). A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 77(3):729–837.
- BAUMGARTNER, P. O., FLORES, K., BANDINI, A. N., GIRAULT, F. et CRUZ, D. (2008). Upper triassic to cretaceous radiolaria from nicaragua and northern costa rica - the mesquito composite oceanic terrane. *Ophioliti*, 33(1):1–19.
- BAUMGARTNER-MORA, C., BAUMGARTNER, P., BUCHS, D., BANDINI, A. et FLORES, K. (2008). Palaeocene to oligocene foraminifera from the azuero peninsula (panama) : The timing of sea-mount formation, accretion and forearc overlap along the mid-american margin : Abstracts of the 6th swiss geoscience meeting, lugano, switzerland. *Swiss Academy of Sciences and University of Applied Sciences of Southern Switzerland Institute of Earth Sciences*, pages 116–117.
- BAYONA, G., CARDONA, A., JARAMILLO, C., MORA, A., MONTES, C., CABALLERO, V., MAHECHA, H., LAMUS, F., MONTENEGRO, O., JIMENEZ, G. *et al.* (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin ; response to Caribbean–South American convergence in early Palaeogene time. *Geological Society, London, Special Publications*, 377.
- BECCALUVA, L., COLTORTI, M., GIUNTA, G., ITURRALDE-VINENT, M., NAVARRO, E., SIENA, F. et URBANI, F. (1996). Cross sections through the ophiolitic units of the southern and northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordilleras) and central Cuba. *Ophioliti*, 21(2):85–103.
- BECKELMYER, R. (1947). Columnar section of Rio Chico and tributaries Traverse, darien Province, Panama. Unpublished Report, Sinclair Oil Company, p 1-7.
- BEU, A. G. (2001). Gradual miocene to pleistocene uplift of the central american isthmus : evidence from tropical american tonnoidean gastropods. *Journal of Paleontology*, 75(3):706–720.
- BEY, S., KUSS, J., PREMOLI-SILVA, I., HEDI-NEGRA, M. et GARDIN, S. (2012). Fault-controlled stratigraphy of the Late Cretaceous Abiod Formation at Ain Medheker (Northeast Tunisia). *Cretaceous Research*, 34:10–25.
- BIGOT-CORMIER, F. (2002). *La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation Pliocène de la marge nord-ligure*. Thèse de doctorat, University of Nice Sophia-Antipolis.
- BOURGOIS, J., AZEMA, J., TOURNON, J., BELLON, H., CALLE, B., PARRA, E., TOUSSAINT, J. F., GLACON, G., FEINBERG, H., DEWEVER, P. et ORIGLIA, I. (1982). Ages and Structures of the Basic and Ultrabasic Complexes of the Pacific Coast between 3°N and 12°N (Colombia, Panama and Costa-Rica). *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 24(3):545–554.
- BOURGOIS, J. et MICHAUD, F. (2002). Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12–10 Myr. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(1):35–44.
- BOWIN, C., PURDY, G., JOHNSTON, C., SHOR, G., LAWVER, L., HARTONO, H. et JEZEK, P. (1980). Arc-continent collision in Banda Sea region. *AAPG Bulletin*, 64(6):868–915.

- BOWLAND, C. (1993). Depositional history of the western Colombian Basin, Caribbean Sea, revealed by seismic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 105(10):1321–1345.
- BOWLAND, C. et ROSENCRAFT, E. (1988). Upper crustal structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 100(4):534–546.
- BREEN, N. A., TAGUDIN, J. E., REED, D. L. et SILVER, E. A. (1988). Mud-cored parallel folds and possible melange development in the north Panama thrust belt. *Geology*, 16(3):207–210.
- BROWN, D. (2011). *Arc-continent collision*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- BUCHS, D., ARCULUS, R., BAUMGARTNER, P. et ULIANOV, A. (2011a). Oceanic intraplate volcanoes exposed : Example from seamounts accreted in Panama. *Geology*, 39(4):335–338.
- BUCHS, D., BAUMGARTNER, P., BAUMGARTNER-MORA, C., FLORES, K. et BANDINI, A. (2011b). Upper Cretaceous to Miocene tectonostratigraphy of the Azuero area (Panama) and the discontinuous accretion and subduction erosion along the Middle American margin. *Tectonophysics*, 512(1–4):31–46.
- BUCHS, D. M. (2008). *Late Cretaceous to Eocene geology of the South Central American forearc area (southern Costa Rica and western Panama) : Initiation and evolution of an intra-oceanic convergent margin*. Thèse de doctorat, University of Lausanne.
- BUCHS, D. M., ARCULUS, R. J., BAUMGARTNER, P. O., BAUMGARTNER-MORA, C. et ULIANOV, A. (2010). Late Cretaceous arc development on the SW margin of the Caribbean Plate : Insights from the Golfito, Costa Rica, and Azuero, Panama, complexes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(7):Q07S24.
- BURKE, K., FOX, P. J. et SENGOR, M. C. (1978). Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83(B8):3949–3954.
- CAMACHO, E., HUTTON, W. et PACHECO, J. (2010). A New Look at Evidence for a Wadati–Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama deformed belt. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(1):343–348.
- CARDONA, A., CORDANI, U. et MACDONALD, W. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4):337–354.
- CARDONA, A., MONTES, C., AYALA, C., BUSTAMANTE, C., HOYOS, N., MONTENEGRO, O., OJEDA, C., NINO, H., RAMIREZ, V., VALENCIA, V. et al. (2012). From arc-continent collision to continuous convergence, clues from Paleogene conglomerates along the southern Caribbean-South America plate boundary. *Tectonophysics*, pages 58–87.
- CARDONA, A., VALENCIA, V., WEBER, M., DUQUE, J., MONTES, C., OJEDA, G., REINERS, P., DOMANIK, K., NICOLESCU, S. et VILLAGOMEZ, D. (2011). Transient Cenozoic tectonic stages in the southern margin of the Caribbean plate : U-Th/He thermochronological constraints from Eocene plutonic rocks in the Santa Marta massif and Serranía de Jarara, northern Colombia. *Geologica acta*, 9(3-4):445–466.

- CASE, J. (1974). Oceanic crust forms basement of eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 85:645–652.
- CASE, J. et HOLCOMBE, T. (1980). *Geologic-tectonic map of the Caribbean region*. United States Geological Survey.
- CASE, J. E., DURAN, L. G., LOPEZ, A. et MOORE, W. R. (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 82:2685–2712.
- CASTILLO, P. R. (2006). An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3):257–268.
- CEDIEL, F. et RESTREPO, I. (2011). Petroleum Geology of Colombia : Atrato, San Juan and Urabá basins. Rapport technique, ANH.
- CEDIEL, F., SHAW, R. P. et CACERES, C. (2003). Tectonic assembly of the northern andean block. *AAPG Memoir*, 79:815–848.
- CERON, J. F., KELLOGG, J. N. et OJEDA, G. Y. (2007). Basement configuration of the northwestern south america- caribbean margin from recent geophysical data. *Ciencia, Tecnologia y Futura*, 3(3):25–49.
- CERON-ABRIL, J. F. (2008). *Crustal structure of the colombian caribbean basin and margins*. Thèse de doctorat, University of South Carolina.
- CHEMENDA, A., YANG, R.-K., STEPHAN, J.-F., KONSTANTINOVSKAYA, E. et IVANOV, G. (2001). New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan : evolutionary model. *Tectonophysics*, 333(1):159–178.
- CHRISTOFFERSON, E. (1976). Colombian Basin magnetism and Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 87(9):1255–1258.
- CLAGUE, J. et DOUGLAS, S., éditeurs (2012). *Landslides : Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University.
- CLOOS, M. (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6):715–737.
- COATES, A. G., AUBRY, M.-P., BERGGREN, W. A., COLLINS, L. S. et KUNK, M. (2003). Early Neogene history of the Central American arc from Bocas del Toro, western Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 115(3):271–287.
- COATES, A. G., COLLINS, L. S., AUBRY, M. P. et BERGGREN, W. A. (2004). The geology of the darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(11-12):1327–1344.
- COATES, A. G., JACKSON, J. B. C., COLLINS, L. S., CRONIN, T. M., DOWSETT, H. J., BYBELL, L. M., JUNG, P. et OBANDO, L. A. (1992). Closure of the Isthmus of Panama : The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 104:814–828.

- CODY, S., RICHARDSON, J., RULL, V., ELLIS, C. et PENNINGTON, R. (2010). The great American biotic interchange revisited. *Ecography*, 33(2):326–332.
- COLLINS, L., COATES, A., JACKSON, J. et OBANDO, J. (1995). Timing and rates of emergence of the limon and Bocas del Toro basins : Caribbean effects of Cocos Ridge subduction ? *Special papers, Geological Society of America Bulletin*, 295:263–263.
- COLLINS, L. S., BUDD, A. F. et COATES, A. G. (1996a). Earliest evolution associated with closure of the Tropical American Seaway. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(12):6069–6072.
- COLLINS, L. S., COATES, A. G., BERGGREN, W. A., AUBRY, M.-P. et ZHANG, J. (1996b). The Late Miocene Panama isthmian strait. *Geology*, 24(8):687–690.
- CORRAL, I., GOMEZ-GRAS, D., GRIERA, A., CORBELLÀ, M. et CARDELLACH, E. (2013). Sedimentation and volcanism in the Panamanian Cretaceous intra-oceanic arc and fore-arc : New insights from the Azuero peninsula (Sw Panama). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184(1-2):35–45.
- CORRAL, I., GRIERA, A., GÓMEZ GRAS, D., CORBELLÀ, M., Canals i SABATÉ, A., Piñeda FALCONETT, M. et Cardellach i LÓPEZ, E. (2011). Geology of the Cerro Quema Au-Cu deposit (Azuero Peninsula, Panama). *Geologica acta*, 9(3):481–498.
- DALY, M. C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8(4):769–790.
- DEFANT, M., CLARK, L., STEWART, R., DRUMMOND, M., de BOER, J., MAURY, R., BELLON, H., JACKSON, T. et RESTREPO, J. (1991). Andesite and dacite genesis via contrasting processes : the geology and geochemistry of El Valle Volcano, Panama. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(3):309–324.
- DEFANT, M., JACKSON, T., DRUMMOND, M., DE BOER, J., BELLON, H., FEIGENSON, M., MAURY, R. et STEWART, R. (1992). The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica : an overview. *Journal of the Geological Society*, 149(4):569–579.
- DEL GIUDICE, D., RECCHI, G. et NATIONS, U. (1969). *Geologia del area del proyecto minero de Azuero*. Gobierno de la Republica de Panama.
- DENGO, G. (1983). *Mid America : tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia*. Centro de Estudios Geologicos de America Central, Guatemala.
- DENGO, G. (1985). *Mid America : tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia*. Springer.
- DENYER, P., BAUMGARTNER, P. et GAZEL, E. (2006). Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and Western Panama. *Geologica Acta*, 4(1-2):219–235.
- DERKSEN, S., COON, H. et SHANNON, P. (2003). Eastern Gulf of Panama Exploration Potential. *In 2003 AAPG International Conference, Barcelona, Spain*.

BIBLIOGRAPHIE

- D.G.R.M. (1991). Mapa geológico de Panama, 1 :250000. Rapport technique, Ministerio de Comercio e industrias.
- DHONT, D., BACKE, G. et HERVOUET, Y. (2005). Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes : Mapping from SAR JERS imagery. *Tectonophysics*, 399(1-4):293–312.
- DI MARCO, G., BAUMGARTNER, P. O. et CHANNELL, J. E. (1995). Late Cretaceous-early Tertiary paleomagnetic data and a revised tectonostratigraphic subdivision of Costa Rica and western Panama. *Geological Society of America Special Papers*, 295:1–27.
- DONELICK, R., O’SULLIVAN, P. et KETCHAM, R. (2005). Apatite fission-track analysis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58:49–94.
- DONNELLY, T. (1985). Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. In *The great American biotic interchange*, pages 89–121. Springer.
- DUMITRU, T. (2000). Fission-track geochronology. *Quaternary geochronology*, pages 131–155.
- DUQUE-CARO, H. (1984). Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinu-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland. *Geological Society of America*, 162:303–316.
- DUQUE-CARO, H. (1990a). Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobigography in northwest south America and the evolution of the Panama Seaway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77:203–234.
- DUQUE-CARO, H. (1990b). The Choco Block in the northwestern corner of South America : structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1):71–84.
- DUQUE-CARO, H. (2001). Analisis biostratigraficos de los pozos Cartagena-2, Cartagena-3, Cienaga-1, Darien-1, el Bobito-1, Morrosquillo-1, Piedrecita-1, Porqueria-1, San Bernado-2XY, Uruba-1 en las cuencas de costa afuera del cinturon de Sinú en la costa NW colombiana. Rapport technique, Unpublished report.
- EARTH CONSULTANTS INTERNATIONAL, I. (2005). Paleoseismic Investigation of the Gatún and Limón Faults in Central Panamá, consulting report for Project 2505. Rapport technique, Autoridad des Canal de Panama.
- ECOPETROL (1982). Informe geologic final del pozo Apartabo-1. Rapport technique, Unpublished report, ECOPETROL.
- EDGAR, N., SAUNDERS, J. *et al.* (1973). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. *DSDP*, 15:1137.
- EGBUE, O. et KELOGG, J. (2010). Pleistocene to present North Andean "escape". *Tectonophysics*, 489:248–257.
- ESCALANTE, G. (1990). The geology of southern Central America and western Colombia. *The Geology of North American. The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Volume H*, pages 201–230.

- Esso, E. (1970). Annual Technical Report Corresponding to second year of Exploration. Rapport technique, Unpublished report, ESSO exploration and production panama inc.
- Esso, E. (1971a). Annual Technical Report Corresponding to Third year of Exploration. Rapport technique, Unpublished report, ESSO exploration and production panama inc.
- Esso, E. (1971b). Final Report Corresponding on the exploration results related to the concession under contract number 59. Rapport technique, Unpublished report, ESSO exploration and production panama inc.
- FARRIS, D. (2011). Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *In Council on Research and Creativity, Poster, The Florida State University*.
- FARRIS, D., JARAMILLO, C., BAYONA, G., RESTREPO-MORENO, S., MONTES, C., CARDONA, A., MORA, A., SPEAKMAN, R., GLASCOCK, M. et VALENCIA, V. (2011). Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with South America. *Geology*, 39(11):1007–1010.
- FINLEY, P. D., KRASON, J. et DOMINIC, K. (1987). Evidence for natural gas hydrate occurrences in Colombia Basin. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.)*, 71(CONF-870606):555–556.
- FISHER, S. et PESSAGNO, E. (1965). Upper Cretaceous strata of northwestern Panama. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49:433–444.
- FLEISCHER, R. et PRICE, P. (1964). Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(10-11):1705–1712.
- FLEISCHER, R., PRICE, P. et WALKER, R. (1975). *Nuclear tracks in solids : principles and applications*. Univ of California Press.
- FLINCH, J. (2003). Structural evolution of the Sinu-Lower Magdalena area (northern Colombia). *AAPG Memoir*, 79:776–796.
- FREYMUELLER, J., KELLOGG, J. et VEGA, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12):21853–21.
- FRISCH, W., MESCHEDÉ, M. et SICK, M. (1992). Origin of the Central-American Ophiolites - evidence from Paleomagnetic Results. *Geological Society of America Bulletin*, 104(10):1301–1314.
- GALBRAITH, R. et GREEN, P. (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3):197–206.
- GALBRAITH, R. et LASLETT, G. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21(4):459–470.
- GALLAGHER, K., BROWN, R. et JOHNSON, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1):519–572.
- GIUNTA, G., BECCALUVA, L. et SIENA, F. (2006). Caribbean Plate margin evolution : constraints and current problems. *Geologica Acta*, 4(1-2):265–277.

- GLEADOW, A., BELTON, D., KOHN, B. et BROWN, R. (2002). Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 48(1): 579–630.
- GOMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N., TEJADA, M., JIMENEZ, D., SEPULVEDA, M., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H., MORA, M. *et al.* (2007). Geological Map of Colombia. Scale 1 : 1 000 000. Rapport technique, INGEOMINAS Bogota.
- GRAFE, K., FRISCH, W., VILLA, I. et MESCHDE, M. (2002). Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge : constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, 348(4):187–204.
- GRANDO, G. et MCCLAY, K. (2007). Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, 196(1):157–179.
- GUEVARA, N., GARCIA, A. et ARNAIZ, M. (2012). Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. *International Journal of Earth Sciences*, pages 1–14.
- GUTIERREZ-ALONSO, G., FERNANDEZ-SUAREZ, J., WEIL, A. B., MURPHY, J. B., NANCE, R. D., CORFU, F. et JOHNSTON, S. T. (2008). Self-subduction of the pangaean global plate. *Nature Geoscience*, 1(8):549–553.
- GUTSCHER, M.-A., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S. et COLLOT, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3):255–270.
- HACKER, B. R., ABERS, G. A. et PEACOCK, S. M. (2003). Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and h₂o contents. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1):2029.
- HARRIS, R., VORKINK, M. W., PRASETYADI, C., ZOBELL, E., ROOSMAWATI, N. et APTHORPE, M. (2009). Transition from subduction to arc-continent collision : Geologic and neotectonic evolution of Savu Island, Indonesia. *Geosphere*, 5(3):152–171.
- HAUFF, F., HOERNLE, K., van den BOGAARD, P., ALVARADO, G. et GARBE-SCHÖNBERG, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica : Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1(5).
- HAUG, G. H. et TIEDEMANN, R. (1998). Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393(6686):673–676.
- HAUG, G. H., TIEDEMANN, R., ZAHN, R. et RAVELO, A. C. (2001). Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology*, 29(3):207–210.
- HERRERA, F., MANCHESTER, S. R. et JARAMILLO, C. (2012). Permineralized fruits from the late Eocene of Panama give clues of the composition of forests established early in the uplift of Central america. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 175:10–24.
- HOERNLE, K., BOGAARD, P. v. d., WERNER, R., LISSINNA, B., HAUFF, F., ALVARADO, G. et GARBE-SCHONBERG, D. (2002). Missing history (16–71 Ma) of the Galapagos hotspot : Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas. *Geology*, 30(9):795–798.

- HOERNLE, K. et HAUFF, F. (2007). *Oceanic igneous complexes*. Taylor and Francis.
- HOERNLE, K., HAUFF, F. et BOGAARD, P. v. d. (2004). 70 My history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, 32(8):697–700.
- HUANG, C.-Y., WU, W.-Y., CHANG, C.-P., TSAO, S., YUAN, P. B., LIN, C.-W. et XIA, K.-Y. (1997). Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, 281(1):31–51.
- HUANG, C.-Y., YUAN, P. B., LIN, C.-W., WANG, T. K. et CHANG, C.-P. (2000). Geodynamic processes of Taiwan arc–continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. *Tectonophysics*, 325(1):1–21.
- HUANG, C.-Y., YUAN, P. B. et TSAO, S.-J. (2006). Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan : A synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3-4):274–288.
- HURFORD, A. et GREEN, P. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41:285–317.
- IRVING, E. (1972). Mapa geologico de la peninsula de la Guajira, Colombia (Compilacion). Rapport technique, Ingeominas.
- JACKETT, S.-J., BAUMGARTNER, P. O. et BANDINI, A. N. (2008). A new low latitude late Paleocene-early Eocene radiolarian biozonation based on unitary associations : applications for accreted terranes. *Stratigraphy*, 5(1):39–62.
- JAMES, K. H. (2006). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate : discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta*, 4(1-2):279–302.
- JONCKHEERE, R., MARS, M., REBETEZ, M., CHAMBAUDET, A. *et al.* (1993). L’Apatite de durango (Mexique) : analyse d’un mineral standard pour la datation par traces de fission. *Chemical geology*, 103(1):141–154.
- JONES, R. (unpublished report). Biostratigraphy of nine wells offshore Colombia, Reservoir Description Team. Rapport technique, UTG, Sunbury.
- KAMEO, K. et SATO, T. (2000). Biogeography of Neogene calcareous nannofossils in the Caribbean and the eastern equatorial Pacific-floral response to the emergence of the Isthmus of Panama. *Marine Micropaleontology*, 39(1-4):201–218.
- KEIGWIN, L. (1978). Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean sea cores. *Geology*, 6(10):630–634.
- KEIGWIN, L. (1982). Isotopic paleoceanography of the Caribbean and east Pacific : role of Panama uplift in Late Neogene time. *Science*, 217(4557):350–353.
- KELLOGG, J. N. et VEGA, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes : constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Geological Society of America special paper*, 295:75.

- KENNAN, L. et PINDELL, J. L. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes : best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1):487–531.
- KERR, A. et TARNEY, J. (2005). Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America : The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33(4):269–272.
- KERR, A., TARNEY, J., NIVIA, A., MARRINER, G. et SAUNDERS, A. (1998). The internal structure of oceanic plateaus : Inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, 292(3-4):173–188.
- KETCHAM, R. (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1):275–314.
- KIRBY, M. X., JONES, D. S. et MACFADDEN, B. J. (2008). Lower Miocene Stratigraphy along the Panama Canal and Its Bearing on the Central American Peninsula. *Plos ONE*, 3(7):e2791.
- KIRBY, M. X. et MACFADDEN, B. (2005). Was southern Central America an archipelago or a peninsula in the middle Miocene? A test using land-mammal body size. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 228:193–202.
- KLITGORD, K. et SCHOUTEN, H. (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. *The Geology of North America*, 1000:351–378.
- KOLARSKY, R., MANN, P. et MONTERO, W. (1995a). Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica. *Geological Society of America Special Papers*, 295:235–262.
- KOLARSKY, R. A. et MANN, P. (1995). Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin, southwestern Panama. *Geological Society of America Special Papers*, 295:131–158.
- KOLARSKY, R. A., MANN, P. et MONECHI, S. (1995b). Stratigraphic development of southwestern Panama as determined from integration of marine seismic data and onshore geology. *Geological Society of America Special papers*, 295:159–199.
- KRAWINKEL, H., WOZAZEK, S., KRAWINKEL, J. et HELLMANN, W. (1999). Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero– Sona Complex (NW Panama). *Sedimentary Geology*, 124:149–168.
- KRAWINKEL, J. et SEYFRIED, H. (1994). A review of plate-tectonic processes involved in the formation of southwestern edge of the Caribbean Plate. *Profil*, 7:47–61.
- LAFEMINA, P., DIXON, T., GOVERS, R., NORABUENA, E., TURNER, H., SABALLOS, A., MATTIOLI, G., PROTTI, M. et STRAUCH, W. (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(5):Q05S14.
- LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R. C., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M. *et al.* (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, 105(B4):8403–8421.

- LEROY, S. (1995). *Structure et origine de la Plaque Caraïbe, implications géodynamiques*. Thèse de doctorat, University of Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- LISSINNA, B. (2005). *A profile through the Central American Landbridge in western Panama : 115 Ma Interplay between the Galapagos Hotspot and the Central American Subduction Zone*. Thèse de doctorat, Christian-Albrechts-Universität.
- LITHERLAND, M. et ASPDEN, J. (1992). Terrane-boundary reactivation : A control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):71–76.
- LOCKWOOD, J. (1965). *Geology of the Serrania de Jarara area, Guajira Peninsula, Colombia*. Thèse de doctorat, Princeton University.
- LONSDALE, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404:237–264.
- LU, C.-Y., ANGELIER, J., CHU, H.-T. et LEE, J.-C. (1995). Contractional, transcurrent, rotational and extensional tectonics : Examples from northern Taiwan. *Tectonophysics*, 246(1):129–146.
- LU, C.-Y. et MALAVIEILLE, J. (1994). Oblique convergence, indentation and rotation tectonics in the Taiwan Mountain Belt : Insights from experimental modelling. *Earth and planetary science letters*, 121(3):477–494.
- LU, R. et MCMILLEN, K. (1982). Multichannel seismic survey of the Colombia Basin and adjacent margins. *Studies in Continental Margin Geology*, pages 395–410.
- LYON-CAEN, H., BARRIER, E., LASSERRE, C., FRANCO, A., ARZU, I., CHIQUIN, L., CHIQUIN, M., DUQUESNOY, T., FLORES, O., GALICIA, O., LUNA, J., MOLINA, E., PORRAS, O., REQUENA, J., ROBLES, V., ROMERO, J. et WOLF, R. (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, 33(19):–.
- MACDONALD, H. C. (1969). Geologic evaluation of radar imagery from darien Province, Panama. Rapport technique, U.S Army Engineer Topographic Laboratories.
- MACDONALD, W. (1964). *Geology of the Serrania de Macuira area, Guajira Peninsula, Colombia*. Thèse de doctorat, Princeton University.
- MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S. E., DOMINGUEZ, S., DESCHAMPS, A., LU, C.-Y., LIU, C.-S., SCHNURLE, P. et CREW, A. (2002). Arc-continent collision in Taiwan : New marine observations and tectonic evolution. *Special papers of Geological Society of America*, pages 187–211.
- MALFAIT, B. et DINKELMAN, M. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83(2):251–272.
- MALINVERNO, A. et RYAN, W. B. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5(2):227–245.
- MANN, P. et CORRIGAN, J. (1990). Model for late Neogene deformation in Panama. *Geology*, 18:558–562.

- MANN, P. et KOLARSKY, R. A. (1995). East Panama deformed belt : Structure, age and neotectonic significance. *Geological Society of America Special papers*, 295:111–130.
- MANN, P., ROGERS, R. et GAHAGAN, L. (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. *Central America : Geology, resources and hazards*, 1:201–237.
- MARTINI, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*, pages 739–785.
- MAUFFRET, A. et LEROY, S. (1997). Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283:61–104.
- MAUFFRET, A., LEROY, S., VILA, J., HALLOT, E., Mercier de LÉPINAY, B. et DUNCAN, R. (2001). Prolonged magmatic and tectonic development of the Caribbean Igneous Province revealed by a diving submersible survey. *Marine Geophysical Research*, 22(1):17–45.
- MAURETTE, M., PELLAS, P. et WALKER, R. (1964). Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallography*, 87:6–17.
- MAURIN, T. (2012). GIRCAR : La marge colombienne. Rapport technique, Total SA, University of Nice-Sophia Antipolis Geoazur.
- MAURY, R. C., DEFANT, M. J., BELLON, H., de BOER, J. Z., STEWART, R. H. et COTTEN, J. (1995). Early Tertiary arc volcanics from eastern Panama. *Geological Society of America Special Papers*, 295:29–34.
- MCDOWELL, F., MCINTOSH, W. et FARLEY, K. (2005). A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical geology*, 214(3):249–263.
- MCREADY, W. et WARD, R. (1960). Anticipated thickness and lithology of formations in Darien province, Panama. Unpublished report, Delhi-Taylor Oil Company, p 1–14.
- MEADOWS, P., MIRANDA, N., PILGRIM, A. et TRANFAGLIA, M. (2008). The preformance of the ERS-2 SAR on becoming a Teenager. *In Proceedings of the CEOS SAR Cal-Val Workshop*.
- MESCHEDE, M. (1998). The impossible Galapagos connection : Geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate. *Geologische Rundschau*, 87(2):200–205.
- MESCHEDE, M. et BARCKHAUSEN, U. (2000). *Plate tectonic evolution of the cocos-nazca spreading center*, volume 170, pages 1–10. Texas A.M University.
- MESCHEDE, M. et FRISCH, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296(3-4):269–291.
- METTI, A. et RECCHI, G. (1976). Geología de la Península de Sona e Isla de Coiba. *Boletín de Geología Publicación Especial*, pages 541–553.
- METTI, A., RECCHI, G. et ESQUIVEL, D. (1972). Mapa geologico Sona-Isla de Coiba, escala 1 :250 000. Rapport technique, Ministerio de comercio y industrias, Rep. de Panama.

- MONTES, C., BAYONA, G., CARDONA, A., BUCHS, D., SILVA, C., MORÓN, S., HOYOS, N., RAMIREZ, D., JARAMILLO, C. et VALENCIA, V. (2012a). Arc-Continent Collision and Orocline Formation : Closing of the Central American Seaway. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- MONTES, C., CARDONA, A., MCFADDEN, R., MORÓN, S., SILVA, C., RESTREPO-MORENO, S., RAMÍREZ, D., HOYOS, N., WILSON, J., FARRIS, D. *et al.* (2012b). Evidence for middle Eocene and younger land emergence in central Panama : Implications for Isthmus closure. *Geological Society of America Bulletin*.
- MOORE, G. et FAHLQUIST, D. (1976). Seismic profile tying Caribbean DSDP sites 153, 151, and 152. *Geological Society of America Bulletin*, 87(11):1609–1614.
- MOORE, G. et SENDER, K. (1995). Fracture zone collision along the South Panama margin. *Geological Society of America Special papers*, 295:201–212.
- MORELL, K. D., FISHER, D. M. et GARDNER, T. W. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America. *Earth and Planetary Science Letters*, 265:82–95.
- MORLEY, C. K., KING, R., HILLIS, R., TINGAY, M. et BACKE, G. (2011). Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity : A review. *Earth-Science Reviews*, 104(1):41–91.
- MOSHKOVITZ, S. (1984). Late Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of the Mount Scopus Group. *Isr. Geol. Surv. Curr. Res.*, pages 46–48.
- MULLER, R. D., SDROLIAS, M., GAINA, C. et ROEST, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4):Q04006.
- NAESER, C. (1979). Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks. *Lectures in isotope geology*, 10:154–169.
- NAESER, C. et FLEISCHER, R. (1975). Age of apatite at Cerro de Mercado, Mexico : A problem for fission track annealing corrections. *Geophysical Research Letters*, 2(2):67–70.
- NAESER, N., NAESER, C. et MCCULLOH, T. (1989). The application of fission-track dating to the depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins. *Thermal History Analysis in Sedimentary Basins : New York (Springer-Verlag)*, pages 181–195.
- NEWKIRK, D. R. et MARTIN, E. E. (2009). Circulation through the Central American Seaway during the Miocene carbonate crash. *Geology*, 37(1):87–90.
- NOLET, G. (2009). Slabs do not go gently. *Science*, 324(5931):1152–1153.
- OBAYASHI, M., YOSHIMITSU, J. et FUKAO, Y. (2009). Tearing of stagnant slab. *Science*, 324(5931):1173–1175.
- OICS (1966). Preliminary geologic report, route 17. Rapport technique, Office of Interoceanic Canal Studies, US Army engineer waterways.

- OICS (1967). Interim geologic report, number 1, route 25. Rapport technique, Office of Interoceanic Canal Studies, US Army engineer waterways.
- OKADA, H. et BUCKY, D. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (bucky, 1973-1975). *Mar. Micropal.*, 5:321–325.
- OXOCO, I. et ARACCA, P. (1983). Panama zone 4, 8 and 9 farmout proposal. Rapport technique, OXOCO international Inc. and Aracca Petroleum.
- PARDO-CASAS, F. et MOLNAR, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3):233–248.
- PASTOR-GALÁN, D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G. et WEIL, A. (2011). Orocline timing through joint analysis : Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, 507(1-4):31–46.
- PEACOCK, S. M., RUSHMER, T. et THOMPSON, A. B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and planetary science letters*, 121(1):227–244.
- PENNINGTON, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11):10753–10770.
- PINDELL, J. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. *Caribbean geology : an introduction*, pages 13–39.
- PINDELL, J. et DEWEY, J. F. (1982). Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico Caribbean Region. *Tectonics*, 1(2):179–211.
- PINDELL, J. et KENNAN, L. (2009). *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame : an update*, pages 1–55. Geological Society of London, Special Publication.
- PLATT, J. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97(9):1037–1053.
- PRATT, T. L., HOLMES, M., SCHWEIG, E. S., GOMBERG, J. et COWAN, H. A. (2003). High resolution seismic imaging of faults beneath Limon Bay, northern Panama Canal, Republic of Panama. *Tectonophysics*, 368:211–227.
- PREMOLI, S. et I SLITER, W. (1995). Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the bottaccione section, gubbio, italy. *Palaeontographica Italiana*, 82:2–90.
- PRICE, P. et WALKER, R. (1962a). Chemical Etching of Charged-Particle Tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, 33(12):3407–3412.
- PRICE, P. et WALKER, R. (1962b). Observation of Fossil Particle Tracks in Natural Micas. *Nature*, 196:732–734.
- RECCHI, G. et MIRANDA, R. (1977). Calizas de los Planes-Guaniquito (Tonosí). Rapport technique, Unpublished report, Panama City, Dirección General de Recursos Minerales, 27pp.

- REED, D., SILVER, E., TAGUDIN, J., SHIPLEY, T. et VROLIJK, P. (1990). Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation, and gas hydrate, offshore north Panama. *Marine and petroleum geology*, 7(1):44–54.
- REED, D. L. et SILVER, E. A. (1995). Sediment dispersal and accretionary growth of the North Panama Deformed Belt. *Geological Society of America Special Papers*, 295:213–224.
- RESTREPO, J. et KJERFVE, B. (2004). The Pacific and Caribbean rivers of Colombia : water discharge, sediment transport and dissolved loads. In *Facets of Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments*, pages 169–187. Springer Verlag.
- REVILLON, S., ARNDT, N., CHAUVEL, C. et HALLOT, E. (2000a). Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia : the plumbing system of an oceanic plateau. *Journal of Petrology*, 41(7):1127–1153.
- REVILLON, S., CHAUVEL, C., ARNDT, N., PIK, R., MARTINEAU, F., FOURCADE, S. et MARTY, B. (2002). Heterogeneity of the Caribbean plateau mantle source : Sr, O and He isotopic compositions of olivine and clinopyroxene from Gorgona Island. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(1):91–106.
- REVILLON, S., HALLOT, E., ARNDT, N., CHAUVEL, C. et DUNCAN, R. (2000b). A complex history for the Caribbean plateau : petrology, geochemistry, and geochronology of the Beata Ridge, south Hispaniola. *The Journal of Geology*, 108(6):641–661.
- RINCON, A., BLOCH, J., SUAREZ, C., MACFADDEN, B. et JARAMILLO, C. (2012). New florida-tragulines (Mammalia, Camelidae) from the early Miocene Las Cascadas Formation, Panama. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32(2):456–475.
- ROBASZYNSKI, F. et CARON, M. (1995). Foraminifères planctoniques du Cretace ; commentaire de la zonation Europe-Mediterranee. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166(6):681–692.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DONOSO, J. G. et WONDERS, A. (1984). the European Working Group on Planktonic Foraminifera. *Atlas of Late Cretaceous globotruncanids, Revue de Micropaléontologie*, 26:145–305.
- ROCKWELL, T., BENNETT, R., GATH, E. et FRANCESCHI, P. (2010a). Unhinging an indenter : A new tectonic model for the internal deformation of Panama. *Tectonics*, 29(4):TC4027.
- ROCKWELL, T., GATH, E., GONZÁLEZ, T., MADDEN, C., VERDUGO, D., LIPPINCOTT, C., DAWSON, T., OWEN, L., FUCHS, M., CADENA, A. *et al.* (2010b). Neotectonics and Paleoseismology of the Limón and Pedro Miguel Faults in Panamá : Earthquake Hazard to the Panamá Canal. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6):3097–3129.
- RODRIGUEZ, B., JAIRO, L. et RODRIGUEZ, C. (1979). Darien-1 well sample summary. Rapport technique, Texas Petroleum Company.
- ROGERS, R. D., KÁRASON, H. et van der HILST, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30(11):1031–1034.

- ROONEY, T., FRANCESCHI, P. et HALL, C. (2010). Water-saturated magmas in the Panama Canal region : a precursor to adakite-like magma generation? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3):373–388.
- ROTH, P. H. (1978). Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the north-western Atlantic ocean. Rapport technique, Deep Sea Drilling Project.
- RUCKER, D., NOONAN, G. et GREENWOOD, W. (2011). Electrical resistivity in support of geological mapping along the Panama Canal. *Engineering Geology*, 117(1):121–133.
- SANTAMARIA VALLEJOS, L. E. (2008). Three dimensional analysis of aeromagnetic and gravimetric data of sedimentary basins from Panama, Central America. Mémoire de D.E.A., Lulea University of Technology.
- SARMIENTO-ROJAS, L., VAN WESS, J. et CLOETINGH, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes : Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4):383–411.
- SHELTON, B. (1952). Geology and petroleum prospects of darien, southeastern Panama. Mémoire de D.E.A., Oregon State College.
- SILK, E. et BARNES, R. (1959). Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philosophical Magazine*, 4(44):970–972.
- SILLITOE, R., JARAMILLO, L., DAMON, P., SHAFIQULLAH, M. et ESCOVAR, R. (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, 77(8):1837–1850.
- SILVA, C., BAYONA, G., OSORIO, A., MONTES, C., JARAMILLO, C. et SANTAMARÍA, L. (2012). Documenting Translation and Vertical-Axis Rotations using Paleomagnetic Techniques along the Panama Isthmus : Preliminary results. *RIDTEC*, 8(1):43–48.
- SILVER, E., GALEWSKY, J. et MCINTOSH, K. (1995). Variation in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the North Panama deformed belt. *Geological Society of America Special Papers*, 295:225–234.
- SILVER, E., REED, D., TAGUDIN, J. et HEIL, D. (1990). Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline. *Tectonics*, 9(2):261–281.
- SINTON, C., DUNCAN, R. et DENYER, P. (1997). Nicoya Peninsula, Costa Rica : A single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B7): 15507–15520.
- SINTON, C., DUNCAN, R., STOREY, M., LEWIS, J. et ESTRADA, J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155:221–235.
- SOMOZA, R. (2007). Eocene paleomagnetic pole for South America : Northward continental motion in the Cenozoic, opening of Drake Passage and Caribbean convergence. *Journal of geophysical research*, 112(B3):B03104.

- STEHLI, F. G. et WEBB, S. D. (1985). *The great american biotic interchange*. Plenum. New York. US.
- STEIGER, R. et JÄGER, E. (1977). Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36(3):359–362.
- STEWART, R., STEWART, J. et WOODRING, W. (1980). Geological map of the Panama Canal and vicinity, Republic of Panama, 1 :100000. Rapport technique, U.S Geological Survey.
- SUPPE, J. (1984). Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 6:21–33.
- SYKES, L., MCCANN, W. et KAFKA, A. (1982). Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 87(B13):10656–10676.
- TABOADA, A., RIVERA, L. A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. et RIVERA, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes : Subductions and intra-continental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5):787–813.
- TAGAMI, T. et O’SULLIVAN, P. B. (2005). Fundamentals of Fission-Track Thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1):19–47.
- TERRY, R. A. (1956). A geological reconnaissance of Panama. *California Academy of Sciences, Occasional papers*, 23.
- TOTO, E. A. et KELLOGG, J. (1992). Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt—An active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American earth sciences*, 5(2):211–222.
- TOURNON, J., TRIBOULET, C. et AZEMA, J. (1989). Amphibolites from Panama : anticlockwise P-T paths from a Pre-upper Cretaceous metamorphic basement in Isthmian Central America. *Journal of metamorphic Geology*, 7(539-546).
- TRENKAMP, R., KELLOGG, J. N., FREYMUELLER, J. T. et MORA, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2):157–171.
- TSCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, J., MEHNERT, H. et CEBULA, G. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 85(2):273–284.
- VALLEJO, C., SPIKINGS, R. A., LUZIEUX, L., WINKLER, W., CHEW, D. et PAGE, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 18:264–269.
- VALLEJO, C., WINKLER, W., SPIKING, R. A., LUZIEUX, L., HELLER, F. et BUSSY, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *Backbone of the Americas : Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, 204:197.

- Van den HAUTE, P. et DE CORTE, F. (1998). *Advances in fission-track geochronology : a selection of papers presented at the International Workshop on Fission-Track Dating, Ghent, Belgium, 1996*, volume 10. Kluwer Academic Pub.
- VERBRUGGHE, L. (1879). *A travers l'isthme de Panama : tracé interocéanique de L.-NB Wyse et A. Reclus*. Impr. A. Quantin.
- VILLAGÓMEZ, D. et SPIKINGS, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia : Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160–161:228 – 249.
- VILLAMIL, T. (1999). Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1):239–275.
- VINNELS, J. S., BUTLER, R. W., MCCAFFREY, W. D. et PATON, D. A. (2010). Depositional processes across the Sinu Accretionary Prism, offshore Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 27(4):794–809.
- WADGE, G. et BURKE, K. (1983). Neogene Caribbean plate rotation and associated central american tectonic evolution. *Tectonics*, 2(6):633–643.
- WAGNER, G. (1978). Archaeological applications of fission-track dating. *Nuclear Track Detection*, 2(1):51–63.
- WAGNER, G., REIMER, G. et JÄGER, E. (1977). *Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the Central Alps*. Società cooperativa tipografica.
- WAGNER, G. et STORZER, D. (1972). Fission track length reductions in Minerals and the thermal history of Rocks. Rapport technique, Max Planck Institut fuer Kernphysik, Heidelberg.
- WAGNER, G. et Van den HAUTE, P. (1992). *Fission-track dating*. Kluwer Academic Publishers.
- WALLACE, L. M., ELLIS, S. et MANN, P. (2009). Collisional model for rapid fore-arc block rotations, arc curvature, and episodic back-arc rifting in subduction settings. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5):Q05001.
- WEGNER, W., WÖRNER, G., HARMON, R. et JICHA, B. (2011). Magmatic history and evolution of the Central American Land Bridge in Panama since Cretaceous times. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4):703–724.
- WEIGT, L. A., CRAWFORD, A. J., RAND, A. S. et RYAN, M. J. (2005). Biogeography of the tungara frog, *Physalaemus pustulosus* : a molecular perspective. *Molecular Ecology*, 14(12):3857–3876.
- WESTBROOK, G., HARDY, N. et HEATH, R. (1995). Structure and tectonics of the Panama-Nazca plate boundary. *Geological Society of America Special Papers*, 295:91–110.
- WHATTAM, S., MONTES, C., MCFADDEN, R., CARDONA, A., RAMIREZ, D. et VALENCIA, V. (2012). Age and origin of earliest adakitic-like magmatism in Panama : Implications for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. *Lithos*, 142-143:226–244.

- WHITMORE JR, F. et STEWART, R. (1965). Miocene Mammals and Central American Seaways : Fauna of the Canal Zone indicates separation of Central and South America during most of the Tertiary. *Science*, 148(3667):180–185.
- WILLIAM, L. et ASSOCIATES (2007). Paleoseismic evaluation of the Pedro Miguel, Rio Gatun and Limon faults, final report prepared for Autoridad del Canal de Panama. Rapport technique, San Rafael, California.
- WILSON, J. (1965). Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line : proposed western margin of the East Pacific ridge. *Nature*, 207:907–911.
- WING, R. S. et MACDONALD, H. C. (1973). Radar geology : eastern Panama and northwestern Colombia. *American association of Petroleum geologist bulletin*, 57(5):825–840.
- WITT, C., BOURGOIS, J., MICHAUD, F. and Ordoñez, M., JIMÉNEZ, N. et SOSSON, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25(3):TC3017.
- WOODRING, W. (1957). Geology and Paleontology of Canal Zone and adjoining Parts of Panama. Geology and Description of Tertiary Mollusks (Gastropods : Trochidae to Turritellidae). *Geological Survey Professional Papers*, 306-A, 425:1–145.
- WOODRING, W. et THOMPSON, T. (1949). Tertiary formations of Panama canal zone and adjoining parts of Panama. *American association of Petroleum geologist bulletin*, 33(2):223–247.
- WÖRNER, G., HARMON, R. et WEGNER, W. (2009). Geochemical evolution of igneous rocks and changing magma sources during the formation and closure of the Central American land bridge of Panama. *Backbone of the Americas : shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision. Geol. Soc. Am. Mem.*, 204:183–196.
- WYSE, L. (1877). *L'exploration de l'isthme du Darien en 1876-1877*. Paris, Bulletin de la société de géographie.
- WYSE, L. N. B., SOSA, P. J. et RECLUS, A. (1879). *Canal interocéanique, 1877-1878 : rapports sur les études de la Commission internationale d'exploration de l'isthme américain*. Imprimerie Générales, A. Lahure.

Annexe A : Article de synthèse

The Transition from the Farallon Plate's subduction to Collision between South and Central America : The Geological Evolution of the Panama Isthmus

Article soumis dans la revue Tectonophysics en 2013.

Barat Flore (1), Mercier de Lépinay Bernard (1), Sosson Marc (1), Muller Carla (2), Baumgartner Peter (3), Baumgartner-Mora Claudia (3)

(1) Geoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Centre National de la Recherche Scientifique (UMR 7329), Observatoire de la Côte d'Azur, Parc Valrose Bât Sciences Naturelles 06108 Nice Cedex 02, France

(2) 6 bis rue Haute, 92500 Rueil Malmaison

(3) Faculté des géosciences et de l'environnement, quartier UNIL-Mouline, Bat Géopolis CH-1015 Lausanne

Abstract

This paper presents new geological constraints on the accretion of Central America against South America, and the consequent deformational episodes that have affected the Panama Isthmus since the Late Cretaceous. The Panama Isthmus is located in southwestern Central America and comprises the zone of contact between the two pieces of land. This accretionary event, still active today, results in regional uplifting since the Upper Miocene/Pliocene and is responsible for the Great American Biotic Interchange between South America and North America. Depending on the methods of investigation used, and due to the lack of data available, the time when accretion began is still largely debated and poorly constrained. In order to better constrain this age, we studied the rock formations and the tectonic deformations induced in Panama since the Late Cretaceous. This work presents new rock ages, field work documentation and analyses, seismic line interpretations, and was complemented by spatial images for the Eastern Panama area. During the Middle Eocene, a number of changes suddenly appeared in the geological record, synchronous to the break-up of Central America into two smaller blocks : Chorotega and Chocó. Our main results identify the prevalence of an extensional tectonic regime from Middle Eocene until Middle Miocene, causing the formation of horsts-and-grabens with thick sedimentary basins, and a synchronous clockwise block rotation. In this paper, we propose that these geologic events are associated with the initiation of the collision event. Our investigation further indicates that the collision of Central America took place obliquely, causing the southern extremity of Central America to become accreted first, at 40-38 Ma, with the convergence progressively propagating north.

Keywords : The Panama isthmus, Arc-continent collision, Paleontological data, Deformations and structures, Geodynamical evolution

Introduction

Today, Central America forms a land bridge connecting both North and South Americas and separating the Caribbean Sea from the Pacific Ocean ever since the Upper Miocene/ Pliocene, forming the Great American Biotic Interchange (Keigwin, 1978, 1982; Duque-Caro, 1990b,a; Coates

et al., 1992, 2004; Collins *et al.*, 1996b,a; Kameo et Sato, 2000; Beu, 2001; Newkirk et Martin, 2009). Central America represents the onshore part of the western margin of the Caribbean Plate (Fig. 1) (Dengo, 1985; Adamek *et al.*, 1988; Cedié *et al.*, 2003; Pindell et Kennan, 2009). Its main feature is its volcanic arc, both ancient and active, linked to ancient subduction of the Farallon and the Cocos Plates beneath the Caribbean Plate, respectively (Wörner *et al.*, 2009; Wegner *et al.*, 2011). Central America is an allochthonous piece of land that once drifted along with tectonic plate motion prior to its accretion. However, very little is known about its precise origin, geological composition and processes of accretion.

Until now, too little information was available to constrain satisfactorily the age of the accretion initiation of Central America against South America. The first attempt to date this collision was by Silver *et al.* (1990), who dated the event with a very large uncertainty range (between Middle and Late Miocene times). Later, Coates *et al.* (2004) associated the collision event with the rapid uplift of the isthmus, observed by a major regional unconformity, and dating it at 14.8-12.8 Ma. However, more recently, Farris *et al.* (2011); Montes *et al.* (2012b,a) all proposed an older age range, from Late Oligocene to Early Miocene, based on changes in the geochemical signatures of magmatic rocks and paleo-rotations of several blocks.

We, therefore, focused our study on the eastern Panama Isthmus, which represents the zone of contact between Central America and South America, and is of great significance for understanding of this accretionary event. The Panama Isthmus also represents one of the least explored territories of the collision zone, since the outcrop accessibility and quality are very poor, resulting in an ill constrained geological history of Central America beyond the Neogene.

We presents new data collection that give a better estimation of the age and evolution of the accretion in the region of eastern Panama, including new rock ages, stratigraphy analyses, field work observations, thorough description of geological structures and deformations, and complemented by seismic line and satellite image interpretations. This paper proposes a new model of the tectonic and geological history of Central America prior to, and during, its accretion against South America. We report a number of sedimentary, magmatic and tectonic changes that have occurred during the Farallon Plate subduction and the consequent collision between Central America and South America. A change of deformations, migrating volcanic arc and the segmentation of the isthmus into smaller rigid blocks, marks the onset of accretion. We also show that accretion was not frontal, but oblique, resulting in a first collision in the southern part of Central America (today the Istmina region in Colombia), and gradually propagating northward, where it is still actively accreting.

Tectonic and Geological Settings

Current Plate Boundaries and Block Composition

To the north of the Azuero Peninsula, the present western margin of the Caribbean Plate is defined by the eastward subduction of the oceanic Cocos Plate and by its consequent active volcanic arc and seismicity (Fig. 1). To the east of the Azuero Peninsula, the western margin is instead characterized by a major left-lateral transform fault along which the Nazca Plate moves eastward and subducts beneath Colombia, and by the absence of active arc volcanism and a relatively low seismic activity (Fig. 1) (Adamek *et al.*, 1988; Kellogg et Vega, 1995; Moore et Sender, 1995; Westbrook *et al.*, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002). The northeastern boundary of the Panama Isthmus is defined by the offshore Caribbean Plate (Fig. 1). Despite the relatively low seismic activity of

the northern margin, a Wadati-Benioff Zone marking the subducting Caribbean Plate beneath the Panama Isthmus can be weakly identified, as was demonstrated by Camacho *et al.* (2010). The ongoing subduction of the Caribbean Plate beneath Panama is also reflected by the presence of an active accretionary wedge, called the North Panama Deformed Belt (NPDB), since the Middle Miocene (Silver *et al.*, 1990, 1995). The southeastern limit of the Panama Isthmus is defined by the Uramita Fault Zone (UFZ), which represents the suture zone that separates Panama (including the NPDB) from South America (more precisely from the North Andean Block) (Fig. 1) (Duque-Caro, 1990a; Mann et Corrigan, 1990; Mann et Kolarsky, 1995).

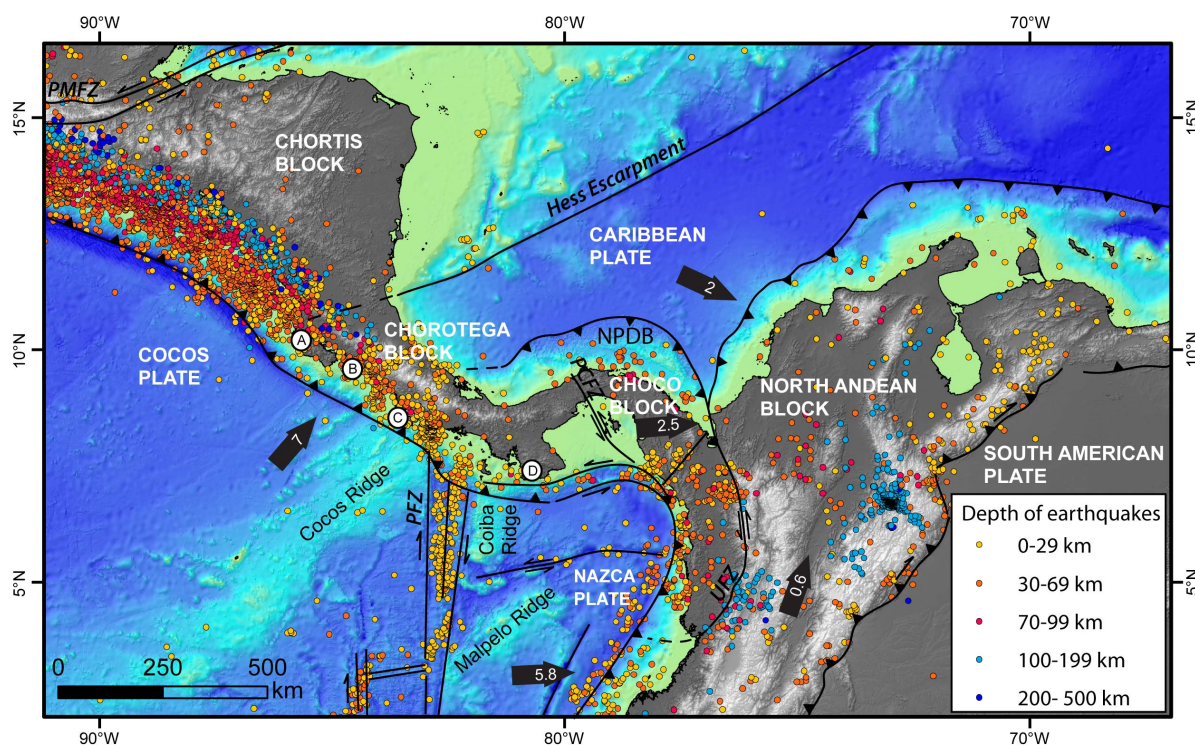


FIGURE 1 – Tectonic and geological context of Central America. Seismicity is taken from the USGS catalog (2002-2009) and Engdhal catalog (1900-2002). Black arrows show present-day GPS relative velocities of major tectonic plates and blocks (white velocities in cm/yr) relative to stable South America (Trenkamp *et al.*, 2002). Letters A to D represent accreted geological complexes, respectively : A : Nicoya, B : Herradura, C : OSA peninsula, and D : Azuerio peninsula. PMFZ : Polochic-Motagua Fault Zone, CPFZ : Canal Panama Fault Zone, NPDB : North Panama Deformed Belt, and UFZ : Uramita Fault Zone.

In its globality, Central America is constituted of three main tectonic units (from north to south) (Fig. 1) :

(1) The Chortis Block : bounded to its north by the Polochic-Motagua Fault Zone, separating it from the North American Plate, and to its south by a poorly defined boundary (classically expressed as the continuity of the NE-SW trending Hess Escarpment (Baumgartner *et al.*, 2008). The basement rocks exposed here are Paleozoic continental rocks (Dengo, 1985).

(2) The Chorotega Block : bounded to its north by the Chortis Block and to its south by the left-lateral strike-slip Panama Canal Fault Zone (PCFZ) (Dengo, 1985; Case, 1974; Duque-

Caro, 1990b). This block is composed of Late Cretaceous igneous basement rocks, attributed to the Caribbean Large Igneous Province (CLIP) (Hauff *et al.*, 2000; Hoernle et Hauff, 2007; Hoernle *et al.*, 2004; Sinton *et al.*, 1997, 1998; Buchs *et al.*, 2011b).

(3) The Chocó Block (our study zone) : bounded to its north by the Chorotega Block and to its south by the Uramita and Istmina Fault Zones which separate it from South America. This block includes the eastern Panama Isthmus and part of northwestern Colombia (Dengo, 1985; Duque-Caro, 1990b). The basement rocks found here are Late Cretaceous in age and are generally also attributed to the CLIP, and more rarely to a thinned continental crust (Case, 1974; Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011).

Formation of the Panama Isthmus : Prior to Accretion

In eastern Panama and where volcanism is absent today, there is evidence for the presence of an ancient volcanic arc, suggesting that subduction once took place here. The volcanic rocks form the San Blas-Darien Massif in eastern Panama and are also found further west until central Panama (e.g. the Azuero Peninsula, (Del Giudice *et al.*, 1969; Corral *et al.*, 2011; Buchs *et al.*, 2011b) and the Changuinola and Lari River beds of the Chorotega Block, (Fisher et Pessagno, 1965; Di Marco *et al.*, 1995). The volcanic arc rocks reflect similar ages and geochemistries, suggesting a common volcanic arc formation and the geographical distribution of these localities indicate the extent of this arc. Rock stratigraphy studies of the Chocó Block indicate that these volcanic rocks were emplaced over the CLIP foundation rocks, between the Upper Cretaceous until Upper Middle Eocene, when the volcanic activity appears to cease (Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011). This Panama volcanism seems to have started in the Late Campanian (in the west) and in Maastrichtian (in the east), when the Farallon Plate anciently subducted beneath the Caribbean Plate, forming an island volcanic arc (Pindell et Kennan, 2009; Buchs *et al.*, 2011b; Wegner *et al.*, 2011; Corral *et al.*, 2011, 2013; Montes *et al.*, 2012a).

However, the magmatic rocks also exhibit progressively younger ages towards the north, up to Oligocene-Miocene, suggesting a northward migration of the volcanic arc (Lissinna, 2005) right before volcanism ceased (Fig. 2). In addition to arc volcanism, the subduction margin was also affected by right transpressive deformations (Corral *et al.*, 2013), seamount accretions (Buchs *et al.*, 2011a,b) and subduction erosion (non-accretive) during the Late Campanian until the Middle Eocene, as witnessed by the different rock compositions found in the forearc regions of the Nicoya, Osa and Azuero Peninsulas (Bandini *et al.*, 2008; Baumgartner *et al.*, 2008; Baumgartner-Mora *et al.*, 2008; Buchs *et al.*, 2010, 2011a).

Around the time arc volcanism ceased in eastern Panama, between 47 and 42 Ma (Middle Eocene), Montes *et al.* (2012b) documented a regional uplift of the volcanic arc using Apatite Fission Tracks. Paleomagnetic data collected by Montes *et al.* (2012a) indicated that the volcanic arc in central Panama was offset by the left-lateral strike-slip Panama Canal Fault Zone (PCFZ) between 38 and 28 Ma (Lissinna, 2005; Montes *et al.*, 2012a), resulting in block rotation. The western part (Chorotega Block) rotated counterclockwise by 20° (at the Azuero Peninsula), while the eastern part (western Chocó Block) rotated clockwise only 0-5°. Soon after, between 28 and 25 Ma, the latter suddenly increased its clockwise rotation to around 25°, leading to the northward displacement of the volcanic arc (observed at the San Blas-Darien Massif) and to the S-shaped bending of the eastern Panama Isthmus (Fig. 2) (Wadge et Burke, 1983; Silver *et al.*, 1990; Montes *et al.*, 2012a). In addition to block rotation, the Oligocene time is marked by local subsidence evidenced by several basin formations (Fig. 2), such as the Macaracas and Tonosi Basins located

in the Azuero Peninsula (Kolarsky *et al.*, 1995b,a), and the basins of Canal, Sambu, Chucunaque and Tuira in the eastern Panama (Coates *et al.*, 2004).

Deformation of the Panama Isthmus : During Accretion

At 25-23 Ma, a major plate tectonic reconfiguration event occurred : the Farallon Plate broke-up into the two smaller Cocos and Nazca Plates (Meschede et Barckhausen, 2000; Lonsdale, 2005). This event is approximately synchronous with the short appearance of adakitic lavas in Central Panama (from Upper Oligocene to Lower Miocene) (Whattam *et al.*, 2012; Rooney *et al.*, 2010).

The break-up of the Farallon Plate provoked the convergence between Central America (Panama, the Chocó Block) and South America (Colombia, the North Andean Block) (Farris *et al.*, 2011). The collision also induced the formation of a left-lateral strike-slip fault system in the Darien province of Panama (Mann et Kolarsky, 1995), including the Sanson Hills (SHFZ), the Rio Sambu (RSFZ) and the Rio Jaque Fault Zones (RJFZ) (Fig. 2). Furthermore, Coates *et al.* (2004); Collins *et al.* (1996b) associated the collision event with the rapid uplift of the isthmus, recorded by a regional unconformities in the basins of Canal, Chucunaque and Tuira, and dating it at 14.8-12.8 Ma then 8.6-7.1 Ma. Further north, during the Middle Miocene, another subduction system initiated : the Caribbean Plate began subducting beneath Central America instead (Camacho *et al.*, 2010; Silver *et al.*, 1990). Since the collision between Central America and South America in the Neogene time, the region of Panama remains non-volcanogenic, endures internal deformation (Mann et Kolarsky, 1995; Pratt *et al.*, 2003; Rockwell *et al.*, 2010a,b) and is at the junction of a complex tectonic interaction between the Caribbean, South American, Cocos and Nazca Plates, as well as comprising two tectonic units : the Chorotega and Chocó Blocks.

The Geology of the Panama Isthmus

One can divide the Panama Isthmus into three main geological sectors (from north to south) (Fig. 2) :

(1) The eastern Chorotega Block (Western Panama) : constituted of Late Campanian to Paleogene volcanic arc rocks in the regions of Sona, Azuero Peninsula and Changuinola, and of Late Cretaceous to Middle Eocene accreted seamount fragments in the southwestern part of the Azuero Peninsula (Buchs *et al.*, 2010, 2011a,b; Fisher et Pessagno, 1965). A Neogene volcanic arc overlies a part of the older Paleogene volcanic arc, exposed further north than the Azuero Peninsula (Lissinna, 2005).

(2) The transition zone between the Chorotega and Chocó Blocks (Central Panama), along the Panama Canal Fault Zone : active arc volcanism (volcano El Valle) occurs over Oligocene-Miocene volcanic rocks forming the Canal Zone (Defant *et al.*, 1991; Wegner *et al.*, 2011). In the northeast, Late Campanian to Late Eocene rocks of the volcanic arc, are found in the San Blas-Darien Massif where the Cerro Azul-Mamoni plutons occur here (Wegner *et al.*, 2011; Montes *et al.*, 2012b). Sedimentary basin deposits of Late Middle Eocene-Pliocene ages are also found in the Canal Zone (Stewart *et al.*, 1980).

(3) The western Chocó Block (Eastern Panama) : constituted of Late Campanian-Late Eocene volcanic arc rocks from the continuous Massif of San Blas-Darien (Maury *et al.*, 1995; Wegner *et al.*, 2011; Wörner *et al.*, 2009; Lissinna, 2005; Montes *et al.*, 2012a). The asymmetric basins of Chucunaque-Tuira and Sambu were interpreted as a horst structure by Coates *et al.* (2004).

The Massifs of Majé, Sapo and Baudo represent ancient foreland Massifs when the Farallon Plate subduction was active. The Pearl Islands correspond to a large anticline which could represent the continuity of the Sapo Massif, an onshore anticline with matching characteristics (Mann et Kolarsky, 1995).

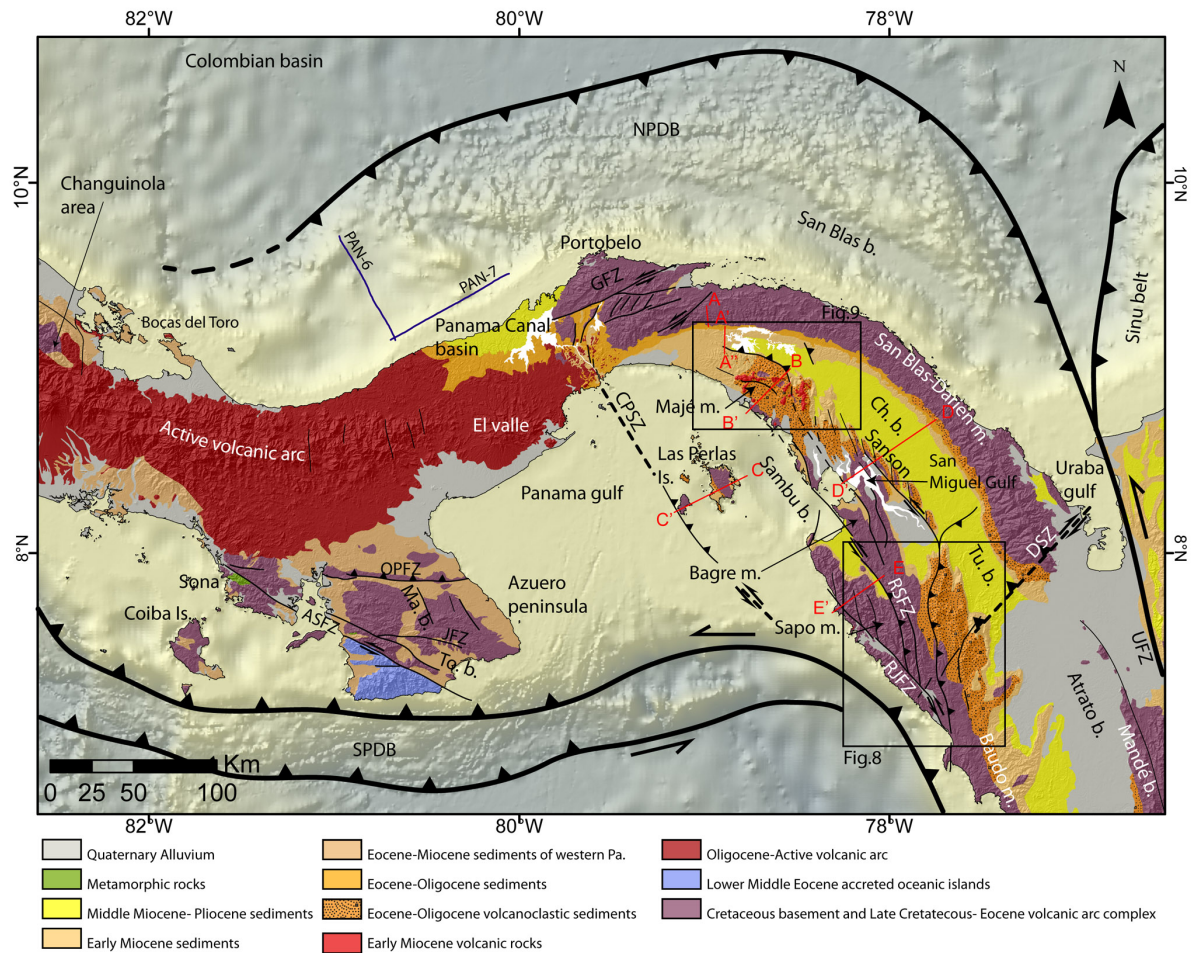


FIGURE 2 – Simplified geological map of Panama with the Chorotega Block to the West and the Chocó Block to the East. Red lines represent the locations of cross sections. CPSZ : Canal Panama Shear Zone, NPDB : North Panama Deformed Belt, SPDB : South Panama Deformed Belt, OPFZ : Ocu-Parita Fault Zone, ASFZ : Azuero-Sona Fault Zone, JFZ : Joaquim Fault Zone, GFZ : Gatun Fault Zone, RSFZ : Rio Sambu Fault Zone, RJFZ : Rio Jaque Fault Zone, DSZ : Darien Shear Zone, UFZ : Uramita Fault Zone, To.b. : Tonosi Basin, Ma.b. : Macaracas Basin, Ch.b. : Chucunaque Basin, Tu.b. : Tuira Basin.

Data and methodology

We investigated the areas of the Portobelo region, the Massifs of San Blas-Darien, Majé, Baudo and Sapo, the Basins of Chucunaque and Sambu, and the regions of the Sanson Hills and the San

Miguel Gulf (Fig. 2). We performed observations and rock sampling along rivers and highways. Fossil correlations helped us constrain the ages of sedimentary rock formations. And since most of the studied area of eastern Panama is covered by dense and tropical vegetation with poor communication ways, it was necessary that our field work be complemented with satellite imagery data, SRTM and ERS2-SAR. And finally, in order to map the offshore structures, we also interpreted offshore seismic lines.

Biostratigraphic Maps and Dating Techniques

Rock stratigraphy was performed using rocks sampled from field outcrops. Laboratory analyses of these rocks enabled us to identify and date fossils. Our age determinations are based on three zonation dating schemes : (1) Nannofossil dating (Martini, 1971; Roth, 1978; Okada et Bucky, 1980; Moshkovitz, 1984) : used on fine-grained calcareous rocks of ages between the Cretaceous to the Miocene; (2) Foraminifer dating (Bey *et al.*, 2012; Premoli et I Sliter, 1995; Robaszynski *et al.*, 1984; Robaszynski et Caron, 1995) : used on calcareous rocks; and (3) Radiolarian dating (Jackett *et al.*, 2008) : used on siliceous rocks.

Spatial Imagery and Seismic Lines Interpretations

We constructed our geologic maps based on topographic base data of resolution 90 m SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) acquired from NASA. We also used a mosaic of Synthetic Aperture Radar (SAR) scenes of the European Remote Sensing Spatial 2 (ERS 2). ERS 2 was launched in 1995, and views the Earth's surface at an incidence angle of 23 ° using a SAR, operating in the frequency band C (5.3 GHz). Each scene was acquired in the descending orbit mode (from north to south, looking east) and geocoded, covering an area of 100 x 100 km. The original resolution was 12.5 x 12.5 m; however, we filtered by arithmetic mean filters, 3 x 3 or 4 x 4, in order to reduce the speckle noise of scenes. The relief patterns are expressed with distortion effects (e.g. foreshortening and layover) caused by the incidence angle. The amplitude pixels in the scene are very sensitive to variations in ground roughness, soil moisture and mainly slope orientation (Dhont *et al.*, 2005). By correlating rock textures identified from the ERS 2 and SRTM images with our field observations, we were able to define particular lithology and deformations with a good enough resolution, such as strike-slip, normal and reverse faults, as well as anticline-syncline deformations. The group Seagap (a consortium of the companies Agip S.P.A, Texaco (then Getty Oil), Gepsol (then Hispanoil) and ConocoPhillips (Phillips Petroleum) acquired seismic data on global continental shelves during the 1970s and 1980s. In April 1975, a multichannel seismic mission explored the west Caribbean Plate margin, including the offshore area of the Canal Basin and the North Panama Deformed Belt. These offshore seismic lines allowed us to link the offshore seismic observations with our onshore field observations. We include in this study the seismic lines of the onshore Gatun Basin, corresponding to PAN 6 and PAN 7. Our field information and processing parameters for the interpretation of these seismic lines are summarized in Table 1.

Seismic Lines PAN-6 and PAN-7			
Field information			
Boat	M.V. midnight coast	Instruments	DFS IV SEG-B STD
Crew	6263	Rec. length	9 s 67 MPX
Rec. Filter	0-62 36 DB slope	Rate	4 ms
Gain	Ifp binary	Water break	CH.1-16-32-48
Offset	267 m to CH.1	Shot spac.	67.4 m
Cable	3150 MTR CH.1-48	geo. space	67.4 m
POPS/Shot	1	geo's/trace	32
Guns	7 STAGARAY	gun pression	123.2 KGS./SQ.CM.
Volume	21975 CUBIC CM.	gun depth	9.14 m
Cable depth	12-18m	geo. type	multidyne
Processing sequence			
reformat and gain recovery IBM 360			
record edit			
deconvolution using 120 ms. Operator using 2000 m.s. window start TR-1 400ms. TR-48 2400 ms.			
velocity analysis every 120 depths points (4km)			
2400 percent stack and corrected gathers			
Tvfiler see diagram prorated by water depth			
balance using 500ms window. 5000-4000 taper			

TABLE 1 – Field information and processing parameters of seismic lines PAN 6 and PAN 7.

TABLE 2 – Results of Nannofossil, Foraminifera, and Radiolaria data used to date Formations in eastern Panama.

Sample	Latitude	Longitude	Age- <i>Fm.</i>		Fossil assemblages
Portobelo					
11PA01	9,56225	-79,55863	Late nian <i>Fm.</i>	Campa- - <i>Ocu</i>	Foraminifera : <i>Radotruncana calcarata</i> , <i>Radotruncana subspinosa</i> , <i>Globotruncana linneana</i> , <i>Globotruncana ventricosa</i> , <i>Globotruncana bulloides</i> , <i>Globotruncana falsostuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuartiformis</i> , <i>Globotruncanita elevata</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Archeoglobigerina cretacea</i> , <i>Pseudoguembelina costulata</i> , <i>Pseudotextularia sp.</i> and <i>Rugoglobigerina sp.</i>
continued on next page					

continued from previous page					
Sample	Latitude	Longitude	Age- <i>Fm.</i>		Fossil assemblages
11PA06	9,56593	-79,52145	Late Campanian - <i>Ocu Fm.</i>		Foraminifera : <i>Radotruncana calcarata</i> , <i>Radotruncana subspinosa</i> , <i>Globotruncana linneana</i> , <i>Globotruncana ventricosa</i> , <i>Globotruncana bulloides</i> , <i>Globotruncana falsostuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuarti</i> , <i>Globotruncanita cf. stuartiformis</i> , <i>Globotruncanita elevata</i> , <i>Heterohelix</i> , <i>Archeoglobigerina cretacea</i> , <i>Pseudoguembelina costulata</i> , <i>Pseudotextularia sp.</i> and <i>Rugoglobigerina sp.</i>
11PA05	9,56593	-79,52145	Late Campanian - <i>Ocu Fm.</i>		Nannofossils : <i>Eiffellithus eximius</i> , <i>Microrhabdulus decoratus</i> , <i>Micula staurophora</i> , <i>Quadrum gothicum</i> , <i>Quadrum trifidum</i> , <i>Reinhardtites anthophorus</i> , <i>Watznaueria barnesae</i> .
San Blas Massif- Chucunaque Basin - Majé Massif					
11PA63	9,21663	-78,88931	Middle Eocene, Bartonian, NP17 - <i>Porcona Fm.</i>		Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Coronocyclus floridanus</i> , <i>Cribricentrum reticulatum</i> , <i>Cyclococcolithus formosus</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Discoaster barbadiensis</i> , <i>Discoaster saipanensis</i> , <i>Helicosphaera compacta</i> , <i>Reticulofenestra umbilica</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> .
11PA64	9,20737	-78,88950	Late Oligocene NP24 - <i>Porcona Fm.</i>		Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Helicosphaera compacta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>S. predistentus</i> .
11PA26	9,22614	-78,96844	Late Oligocene - <i>Porcona Fm.</i>		Foraminifera : <i>Lepidocacolina favosa</i> , <i>L. canellei</i> , <i>L.giraudi</i> , <i>L.miraflorensis</i> , <i>Operculina dia</i> , <i>Pseudophragmina sp.</i>
10PA01	9,1648	-79,25245	Late Oligocene - <i>Porcona Fm.</i>		Foraminifera : <i>Lepidocyclina miraflorensis</i> , <i>L.canellei</i> .
11PA73	9,08878	-78,89059	Late Oligocene - <i>Darien Fm.</i>		Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Sphenolithus moroformis</i> .
11PA62	9,18139	-78,75336	Early Burdigalian NN2 - <i>Clarita Fm.</i>		Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster druggii</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S.belemnus</i> .
continued on next page					

continued from previous page				
Sample	Latitude	Longitude	Age- <i>Fm.</i>	Fossil assemblages
11PA67	9,18710	-78,88634	Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA124	9,13092	-79,20734	Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA121	9,20336	-79,06524	Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA120	9,22620	-78,96794	Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnus</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
Chucunaque Basin - Majé Massif				
10PA41	8,8565	-78,63274	Late Oligocene NP25 - <i>Darien Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>Sphenolithus ciperoensis</i> , <i>S. moriformis</i> .
11PA43	8,87667	-78,62020	Late Oligocene-Early Miocene - <i>Darien Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i> .
11PA47	9,00755	-78,57176	Early Miocene NN2 - <i>Clarita Fm.</i>	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> .
continued on next page				

continued from previous page			
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm. Fossil assemblages
11PA54	8,97270	-78,48170	Early Miocene, Early Burdigalian NN2, re-worked Eocene - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> , <i>S. tintinnabulum</i> .
11PA56	8,97960	-78,49690	Early Miocene, Early Burdigalian NN2, re-worked Eocene - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Helicosphaera cf. ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> , <i>S. tintinnabulum</i> .
11PA28	8,95071	-78,52093	Early Miocene - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus floridanus</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA27	8,96432	-78,52076	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> .
11PA29	8,95655	-78,52342	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> .
10PA39	8,8576	-78,63241	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. perch-nielseniae</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA61	9,06479	-78,67159	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
continued on next page			

continued from previous page			
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm. Fossil assemblages
11PA59	9,05938	-78,66310	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. heteromorphus</i> , <i>S. procera</i> .
11PA35-36	8,85999	-78,38435	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus floridanus</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA57	8,98067	-78,50552	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> .
10PA17	8,9891	-78,56071	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Foraminifera : <i>Lepidocyclina (eulepidina) sp.</i> , <i>Lepidocyclina (lepidocyclina)</i> , <i>Amphistegina, sp.</i> , <i>Homotrema</i> , <i>Miogypsina antillea</i> , <i>Miogypsina sp.</i>
10PA52	8,9506	-78,52066	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Foraminifera : <i>Miogypsina panamensis</i> , <i>M. antillea</i> , <i>M. intermedia</i> , <i>M.cf. ecuadorensis</i> , <i>Lepidocyclina tournori</i> , <i>Amphistegina sp.</i>
10PA11	8,9391	-78,51326	Early Miocene, Middle Burdigalian NN3 - <i>Clarita Fm.</i> Foraminifera : <i>Lepidocyclina sp.</i> , <i>Amphistegina sp.</i>
10PA64	8,9144	-78,41227	Early-Middle Miocene NN4 - <i>Tapaliza Fm.</i> Foraminifera : <i>Globorotalia sp.</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Globigerinoides sp.</i>
11PA23	8,91119	-78,41189	Early-Middle Miocene NN4 - <i>Tapaliza Fm.?</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. heteromorphus</i> .
10PA48	8,9699	-78,50368	Middle Miocene, Serravallian, NN6 - <i>Tapaliza Fm.</i> Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>C. miopelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
continued on next page			

continued from previous page				
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm.	Fossil assemblages
11PA58	9,04912	-78,63697	Middle Mio- cene, Serra- vallian, NN7 - Tapaliza Fm.	Nannofossils : <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster kugleri</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA30-34	8,92097	-78,39860	Late Miocene, Tortonian, NN9 - Tuira Fm.	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster bollii</i> , <i>D. brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>D. hamatus</i> , <i>D. neohamatus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA39-40	8,82021	-78,38227	Late Miocene, Tortonian, NN9 - Tuira Fm.	Nannofossils : <i>Catinaster coalitus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>Discoaster hamatus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA50	8,91740	-78,39268	Late Miocene, Tortonian, NN10 - Tuira Fm.	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> .
11PA51	8,92475	-78,40149	Late Miocene, Tortonian, NN10 - Tuira Fm.	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> .
Sanson Hills-San Miguel Gulf				
11PA109	8,38607	-78,22594	Late Creta- ceous, Late Campanian - Ocu Fm. ?	Nannofossils : <i>Eiffellithus eximius</i> , <i>Micula staurophora</i> , <i>Quadrum gothicum</i> , <i>Reinhardtites anthophorus</i> , <i>Watznaueria barnesae</i> .
11PA105	8,41892	-78,04750	Early-Middle Eocene late Ypresian-Early Lutetian - San Blas Cpx.	Radiolaria : <i>Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) rhizodon</i> , <i>Dorcadospyris platyacanth</i> , <i>Theocorys ? Sp</i> , <i>Calocyclus sp.</i> , <i>Spongatractus pachystylus</i> , <i>Amphisphaera sp</i> , <i>Circodiscus circularis</i> .
11PA102	8,40519	-78,02948	Late Oligocene, NP25 - Porcona Fm.	Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Ericsonia fenestrata</i> , <i>Sphenolithus ciperoensis</i> , <i>S. moriformis</i> , <i>S. predistentus</i> .
continued on next page				

continued from previous page			
Sample	Latitude	Longitude	Age-Fm. Fossil assemblages
11PA103	8,40119	-78,02588	Late Oligocene, NP25 - Porcona Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Ericsonia fenestrata</i> , <i>Sphenolithus ciperoensis</i> , <i>S. moriformis</i> , <i>S. predistentus</i> .
11PA112-117	8,39654	-78,21572	Early Miocene, Early-Middle Burdigalian, NN2-NN3 - Clarita Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Discoaster daflandrei</i> , <i>D. druggii</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. belemnos</i> , <i>S. procera</i> , <i>S. tintinabulum</i> .
11PA20-21-22	8,64202	-78,17749	Early Miocene, Early-Middle Burdigalian, NN2-NN3 - Clarita Fm. Foraminifera : <i>Heterostegina antillea</i> , <i>Miogypsina antillea sp.</i> , <i>Miogypsina sp.</i> , <i>Amphistegina sp.</i>
11PA16	8,61528	-78,12849	Early-Middle Miocene NN4 - Tapaliza Fm. ? Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coronocyclus abisectus</i> , <i>C. floridanus</i> , <i>Helicosphaera ampliaptera</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> , <i>S. heteromorphus</i> .
Sambu basin			
11PA80	7,93515	-78,14050	Middle Miocene, Serravallian, NN7 - Tapaliza Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Discolithina enormis</i> , <i>Discoaster kugleri</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .
11PA94	8,04163	-78,32661	Late Miocene, Tortonian, NN10 - Tuira Fm. Nannofossils : <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclococcolithus macintyreii</i> , <i>Discoaster brouweri</i> , <i>D. calcaris</i> , <i>D. neohamatus</i> , <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> , <i>Sphenolithus abies</i> .

Results : Tectono-stratigraphic subdivision of eastern Panama

The San Blas Complex (Late Cretaceous to Middle Eocene)

The San Blas Complex outcrops in the Massifs of San Blas-Darien, Majé, Bagre and Sapo, as well as in the San Miguel Gulf. It was named for the first time by Coates *et al.* (2004). The San Blas Complex is composed of a Pre-Middle Eocene magmatic basement (Terry, 1956; Case, 1974), overlain by volcanoclastic rocks (the Punta Sabana and Caobanera Fms, (Esso, 1970, 1971a,b), and by sedimentary Formations (Morti Tuffs (Bandy et Casey, 1973) and the Ocu Fm. (refer to Geological Map of Panama (D.G.R.M., 1991)). More recently, several authors analyzed the geochemical characteristics of the basement rocks (Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011; Buchs *et al.*, 2011b; Montes *et al.*, 2012a) and found three distinctive volcanic-volcanoclastic groups : an oceanic plateau, and a proto-arc to a mature-arc. We complement here the three last distinctive volcanic-volcanoclastic groups.

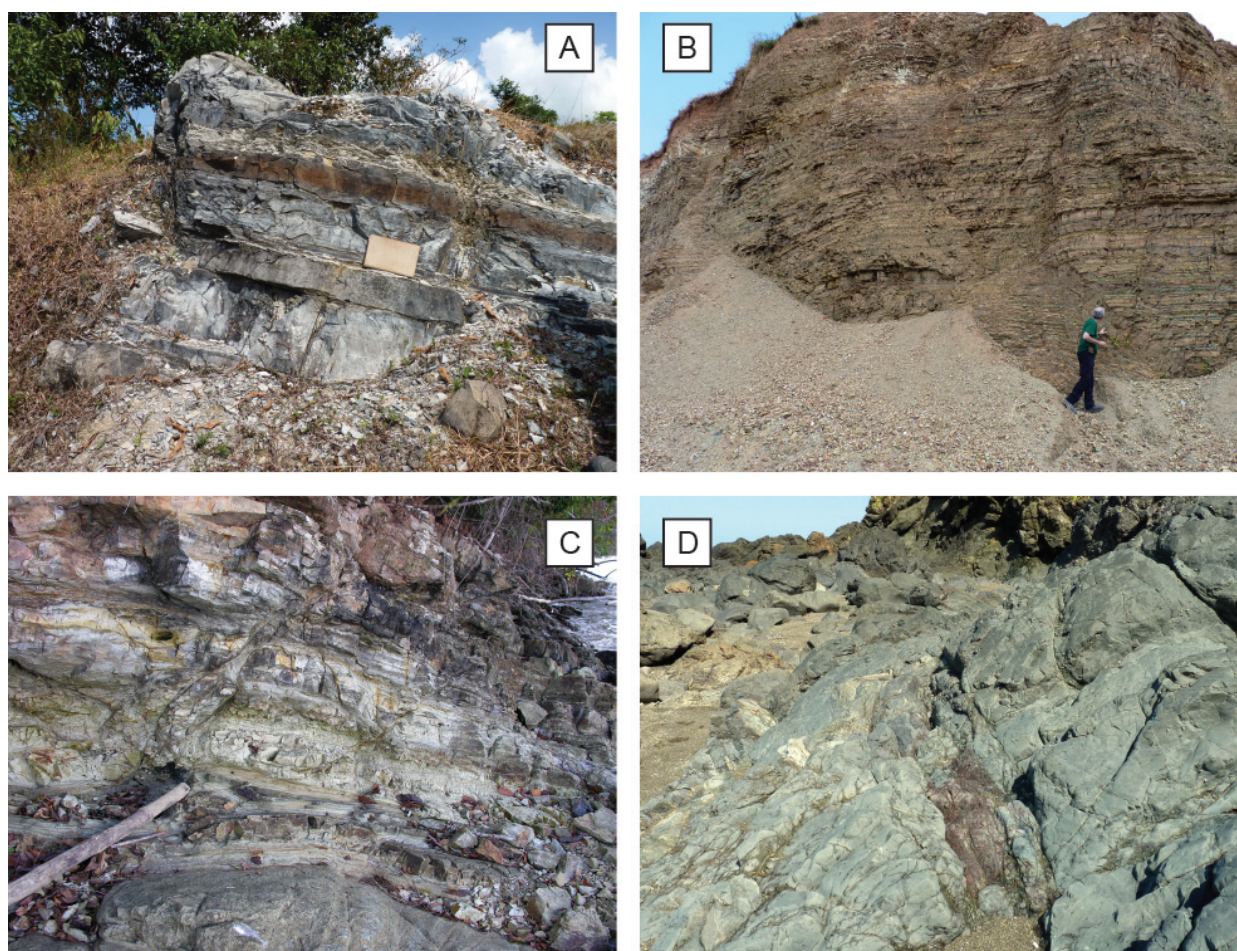


FIGURE 3 – Illustration of the sedimentary rocks of the San Blas Complex. A : Silicified limestones of the Portobelo Peninsula, sample 11PA05 (Ocu Fm). B : Calcareous and siliceous volcanic tuffs of the Portobelo Peninsula (Ocu Fm). C : Siliceous tuff of the San Miguel Gulf (Punta Sabana Fm). D : Red radiolarians interbedded with lava flows in the Sapo Massif, at Playa Muerto.

An Oceanic Plateau as the Arc Basement

In the San Miguel Gulf, we identified the oldest sedimentary rocks of the Panama Isthmus, presenting folded and faulted cherts, interbedded or overlain by tholeiitic pillow basalts and massive basalts. These cherts were previously dated by Bandy et Casey (1973) in the Lower Campanian. We show that this unit is unconformably covered by Late Campanian folded and faulted fine siliceous limestones (sample 11PA109, Table 2). Furthermore in the Sapo Massif (at Playa Muerto), the basaltic lavas are interbedded with red radiolarians which unfortunately have a high degree of alteration, disabling an age determination; however, these fossils suggest an abyssal paleo-environment. In addition, previous geochemical analyses on the basalts, performed by Lissinna (2005) indicate characteristics of an oceanic plateau in the San Miguel Gulf and Sapo Massif. According to these findings, we interpret these magmatic rocks (of minimum age 84 Ma) as forming the basement of the Panama Isthmus, and representing an oceanic plateau, possibly related to the Caribbean Large Igneous Province (CLIP).

The Proto- to Mature-Arc

The sedimentary rocks which we related as the sedimentary sequences of the proto-arc have been identified in the Portobelo Peninsula and in the San Miguel Gulf. Outcrops in the Portobelo Peninsula indicate light-grey micritic calcareous limestones (Fig. 3.A) with fine purple oxidized layers and siliceous nodules interbedded with light-yellow siliceous tuffs, probably volcanoclastic in origin (Fig. 3.B), intruded by Cenozoic basaltic andesitic dykes. We observe fragments of benthic larger foraminifera. Our paleontological analysis of these rocks describes the presence of planktonic foraminifera, such as *Radotruncana calcarata*, *Radotruncana subspinosa*, *Globotruncana linneana*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita cf. stuarti*, *Globotruncanita cf. stuartiformis*, *Globotruncanita elevata*, *Heterohelix*, *Archeoglobigerina cretacea*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudotextularia sp.* and *Rugoglobigerina sp.*. These species correspond to the biozone of *Radotruncana calcarata* and the presence of nannofossils and foraminifera in these calcareous limestones indicate a depositional age of Late Campanian (samples 11PA01, 11PA05, 11PA06, Table 2 and Fig. A.1). The lowermost layer is composed of andesitic breccias indicating the activity of the volcanic arc during the Late Campanian. Outcrops in the San Miguel Gulf show deformed limestones that were deposited at the same time (Late Campanian) (sample 11PA109, Table 2). If we refer to the Geological Map of Panama (D.G.R.M., 1991), the Upper Campanian sequence of the Portobelo Peninsula represents the Ocu Fm. The volcanoclastic rocks from the Portobelo Peninsula as well as the limestones of San Miguel Gulf are very similar to those of the Ocu Fm of Late Campanian age, found in the Changuinola River of the Chorotega Block (Fisher et Pessagno, 1965), near the Azuero Peninsula (Del Giudice *et al.*, 1969). Hence, we attribute the volcanoclastic unit of the Portobelo Peninsula and limestones of the San Miguel Gulf as part of the Ocu Fm, which is part of the Changuinola Gp, and has also been referred to, in the literature, as the Rio Torio lithostratigraphic unit (Buchs *et al.*, 2011b), the Rio Quema Fm (Corral *et al.*, 2011, 2013) or even the Golfito Fm (Baumgartner, 1984).

In the San Blas-Darien Massif, we observe andesitic basalts, andesites and volcanic breccias interbedded with layers of cherts, volcanic sandstones and tuffs, and plutonic rocks (from gabbro to granodiorite). Other volcanic rocks can be also spotted in the Massifs of Majé, Bagre and Sapo. Pyroclastic flows provide evidence for past sub-aerial eruptions and their subsequent deposition on the flanks of the volcanic arc, as seen in the Majé Massif. Between the San Miguel Gulf and the Sanson Hills, we dated tuffaceous chert formations with ages between Late Ypresian and Early Lutetian, using radiolarian dating (sample 11PA105, Table 2 and Fig. A.4). These tuffaceous cherts unconformably overly older pillow basalts and cherts of the arc basement.

The age of the volcanic arc rocks found in all these regions has been estimated as Late Cretaceous-Middle Eocene by Lissinna (2005); Maury *et al.* (1995); Wörner *et al.* (2009); Wengner *et al.* (2011). Based on the geochemical compositions of the volcanic rocks in the Azuero Peninsula, Buchs *et al.* (2011b) discerned a proto-arc and a mature-arc unit. Previous work in the San Blas-Darien Massif (Montes *et al.*, 2012a) showed great geochemical similarities between the rocks found in the Azuero Peninsula and those in the San Blas-Darien Massif. This suggests that both rock formations and localities once formed the same volcanic arc. We cannot dissociate these two units in terms of their ages without using geochronological dating, however, with the support of our fossil and relative dating of our sampled sedimentary rocks, we are able to suggest that the volcanic arc began forming during the Late Campanian, in eastern Panama.

The Darien Formation (Middle Eocene-Late Oligocene)

The Darien Fm. was first described by Ezzo (1970, 1971a,b), who estimated a thickness between 500 and 1500 m. This sedimentary Formation has also been reported on the northeastern flank of the Chucunaque-Tuira Basin and in the forearc region. We mapped its complete stratigraphic sequence in the Majé Massif, and describe its composition with (from oldest to youngest) abundant breccias and agglomerates, wackestones, blacky volcanoclastic sandstones, cherts, conglomerates, dark green fine- and medium-grained tuffs, green pebble conglomerates and fine sandstones (Fig. 4.A and B). In the upper part of this sequence, the rounded pebbles suggest a distant clastic source, such as the San Blas-Darien Massif. The abundance of *Globigerina sp.* fossils in sandstones indicates an open pelagic marine paleo-environment. A calcareous unit, with conglomerates black sandstones and grey and white medium-grained tuffs, unconformably overlies the oldest volcanoclastic unit of the Darien Fm. This calcareous unit suggests a depositional hemi-pelagic paleo-environment and the nannofossil assemblages indicate an age of Late Oligocene-Early Miocene (samples 11PA73, 10PA41 and 11PA43, Table 2 and Fig. 4.C). This calcareous unit could correspond to the old Aquaqua Fm first named by Shelton (1952), which is now described as the Aquaqua Mb of the Darien Fm.

The Porcona Formation (Middle Eocene-Late Oligocene)

The Porcona Fm was first named by Shelton (1952) and is exposed essentially on the northeastern flank of the Chucunaque-Tuira Basin. However, we have observed that the Porcona Fm occasionally appears along the southern flank of the Chucunaque-Tuira Basin, marking the beginning of sedimentation in this basin. The report Oxoco et Aracca (1983) revealed a thickness of over 2000 m of Late Middle Eocene to Late Oligocene sediments and the presence of oil circulation in the Chucunaque –Tuira Basin. Although, we could not obtain a complete stratigraphic sequence of the Porcona Fm, several outcrops can nevertheless be noticed, described by : (i) calcareous wackestones : containing foraminifers and red algae, dated during the Late Oligocene and indicating a shallow marine depositional environment (samples 10PA01, 11PA26, Table 2 and Fig. A.2). These rocks unconformably overlie the deformed rocks of the San Blas Complex ; (ii) marls of Late Middle Eocene (NP17) and Late Oligocene (NP24) ages determined by the nannofossil assemblages (samples 11PA63, 11PA64, Table 2 and Fig 4.D). Similar marls (samples 11PA102 and 11PA103, Table 2) as in samples 11PA63 and 11PA64 (Table 2) also appear in the area between the San Miguel Gulf and the Sanson Hills, overlying Early Eocene siliceous cherts.

Intrusive rocks with adakititic signature (Oligocene-Early Miocene)

In the Majé Massif, mesocratic to leucocratic dykes and andesites to dacites crosscut the San Blas Complex and the Darien Fm. These magmatic rocks have been reworked in places and constitute conglomerates of the Clarita Fm. Their compositions possess an adakititic signature, and the U/Pb zircon ages of the intrusive bodies have been estimated at 20 Ma (Whattam *et al.*, 2012).

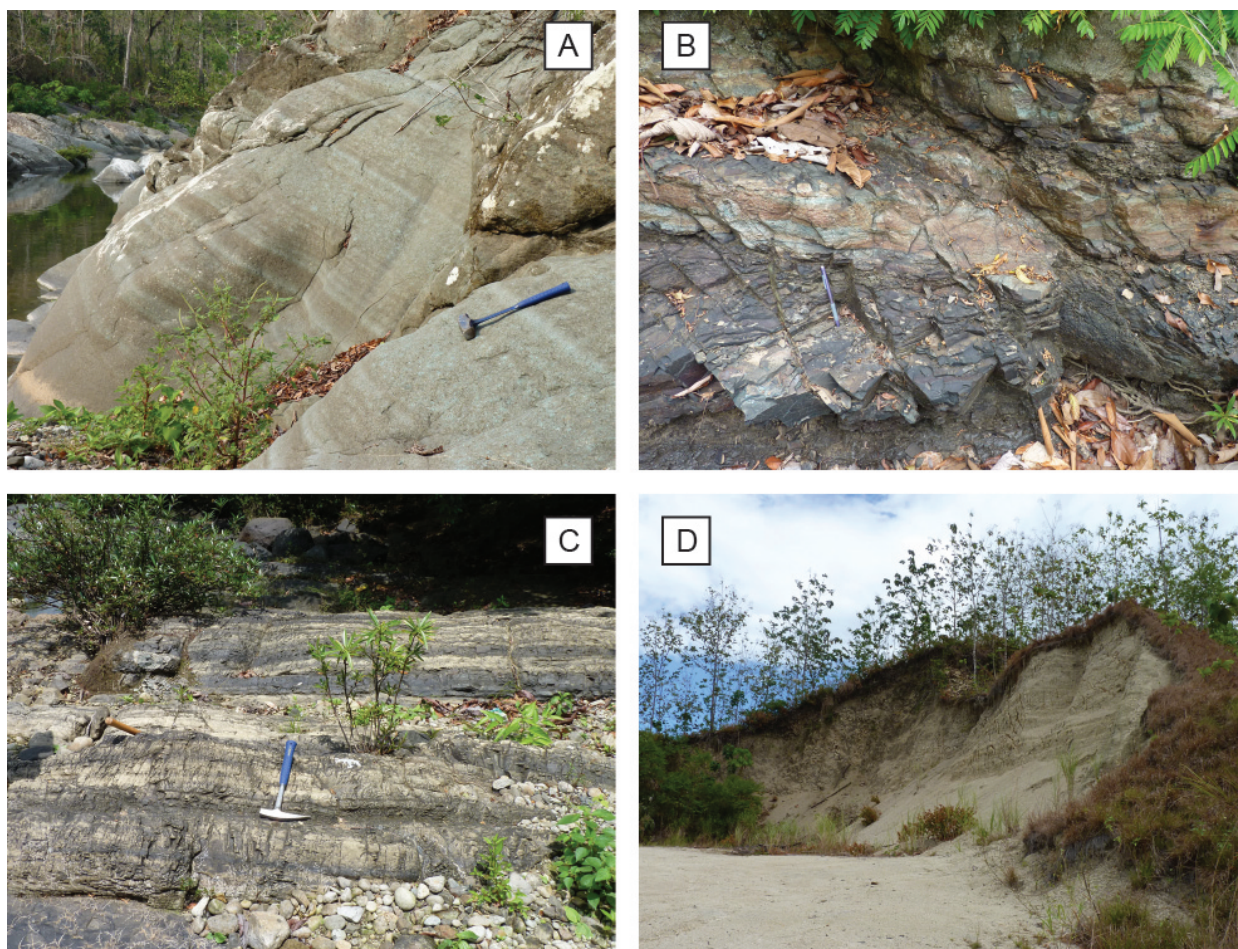


FIGURE 4 – Illustration of the two types of sedimentation during the Middle Eocene to Oligocene. A : Conglomerates with green weathered andesite pebbles in the Majé Massif (Darien Fm). B : Green and red siliceous azoic cherts in the Majé Massif (Darien Fm). C : Grey and white fine- and medium-grained calcareous tuffs of Late Oligocene age, corresponding to 11PA43 (Aquaqua Mb, Darien Fm). D : Marls from the Chucunaque-Tuira Basin, 11PA64, (Porcona Fm).

The Clarita Formation (Early Miocene)

The Clarita Fm. was initially termed as so by Shelton (1952) and was redefined by Coates *et al.* (2004). The Clarita Fm. outcrops in the area of the Massifs of Majé, Sanson Hills, and the Basins of Chucunaque-Tuira and Sambu. Its thickness is minimum 200 m and maximum 2000 m at the center of the Chucunaque-Tuira Basin according to Coates *et al.* (2004). In the Majé Massif, this Formation unconformably overlies the Darien Fm, and in the southern flank of the Sapo Massif in the Sambu Basin the Clarita Fm unconformably overlies the San Blas Complex. The Clarita Fm is made up of clastic sediments with a high content of carbonate fossiliferous clasts. The base of the Clarita Fm is composed of a conglomerates and reworked adakitic-like volcanic clasts, as noticed in the Majé Massif. The remaining higher stratigraphic sequence alternates between breccias, conglomerates (Fig. 5.A), sandstones, thick layers of calcarenites (Fig5.B) and fossiliferous sandstones dated as Early Miocene (Table 2). We constrain

more precisely the age of this Formation from Early Miocene, Burdigalian (zone NN2-NN3) to Middle Miocene (zone NN4) with the help of the fossil assemblages of samples : 11PA62, 11PA67, 11PA124, 11PA121, 11PA120, 11PA47, 11PA54, 11PA56, 11PA28, 11PA27, 11PA29, 10PA39, 11PA61, 11PA59, 11PA35-36, 11PA57, 10PA17, 10PA52, 11PA11, 10PA64, 11PA23, 11PA112-117, 11PA20-21-22, and 11PA16 (Table 2 and Fig. A.3). The very top of this Formation consists of siliceous and calcareous fine-tuffs and mudstones, located in the Sanson Hills Massif (sample 11PA16 in Table 2 and Fig.5.C).

The sedimentary cover of Middle-Late Miocene

Coates *et al.* (2004) separated the sedimentary cover into five formations, exhibiting different depositional ages and paleo-bathymetric environments : the Tapaliza, Tuira, Membrillo, Yaviza and Chucunaque Fms. According to Coates *et al.* (2004), the paleo-bathymetric data suggests that the sediments were deposited between middle-bathyal (500-1500 m) to inner-neritic (0-30 m) depths. The average thickness of the entire sedimentary cover is between 1000 m (in the NW of the Chucunaque-Tuira Basin axis) and 3000 m (in the SE of the Chucunaque-Tuira Basin axis) (Coates *et al.*, 2004). The sedimentary cover is Middle to Late Miocene in age, and located in the Chucunaque-Tuira and Sambu Basins, and unconformably overlies the Clarita Fm. It appears folded and faulted in outcrops along the northeastern foothill of the Majé Massif. We identified alternating layers of gray to brown siltstones, shales and sandstones near the town of Torti. It is mostly siliceous, with minor interbedded carbonated layers of 10 to 20 cm in thickness only, and also a few interbedded layers of volcanoclastic sandstones. The siltstones contain plant debris and scattered small mollusks, indicating a shallow coastal marine paleo-environment. Samples 10PA48 and 10PA58 (Table 2) in the Chucunaque-Tuira Basin could represent the Tapaliza Fm. This formation then outcrops in the northern Chucunaque-Tuira Basin, as well as in the Sambu Basin (sample 11PA80, Table 2), where it is characterized by white and black marls. The nannofossil assemblages contained in this formation characterize the NN6-NN7 zone interval, corresponding to an age of Serravalian (Middle Miocene). The Tuira Fm overlays the Tapaliza Fm and is composed of gray-brown siltstones located in the Chucunaque-Tuira Basin. The Tuira Fm also overlays the Tapaliza Fm and is made of grey marls, located in the Sambu Basin (Fig.5.D). Nannofossil assemblages in these formations indicate the NN9-NN10 zone interval (samples 11PA30-34, 11PA39-40, 11PA50, 11PA51 and sample 11PA94, Table 2), corresponding to an age of Tortonian (Late Miocene).

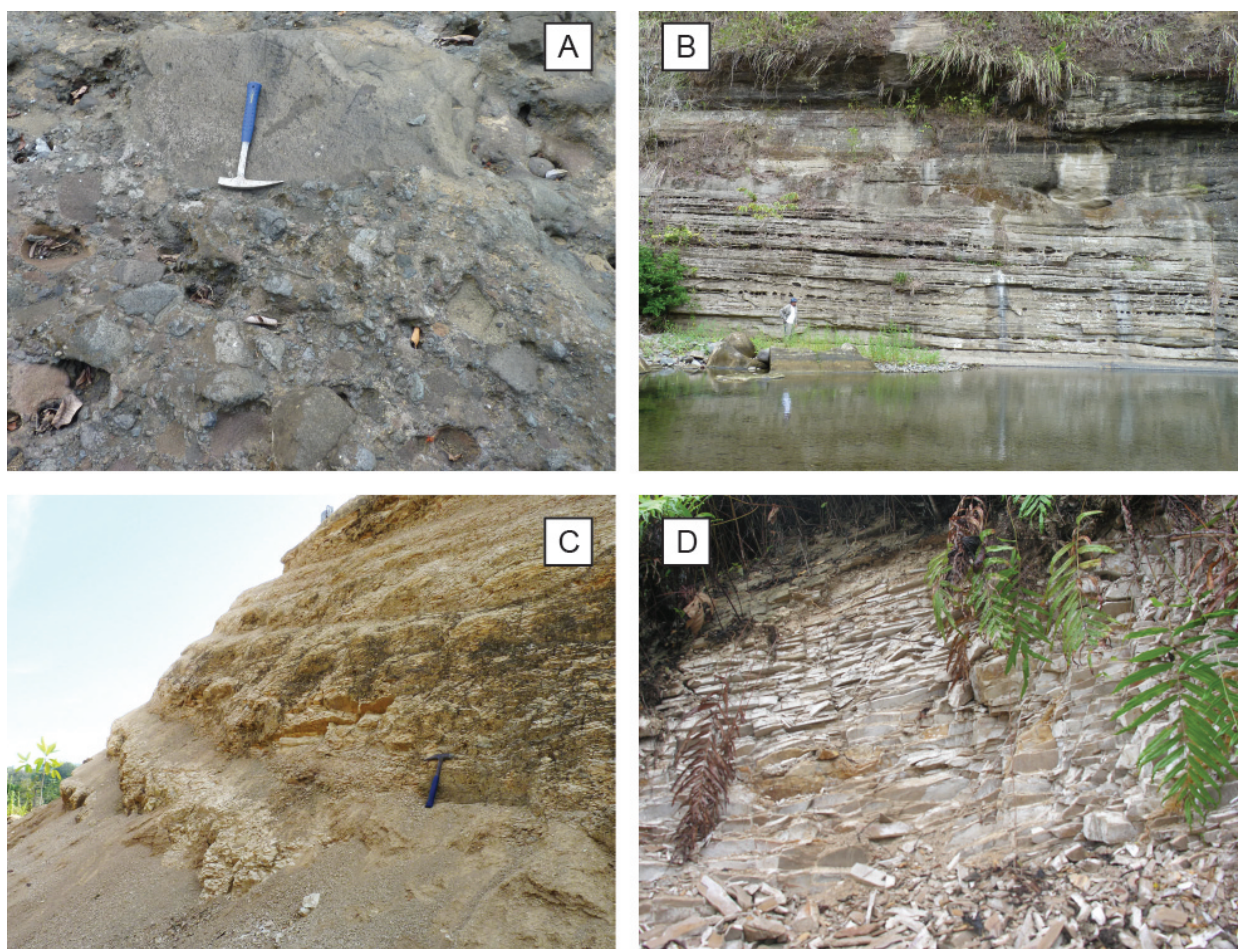


FIGURE 5 – Illustration of the Neogene sedimentary cover. A : Outcrops of breccias to conglomerates (Clarita Fm) from the Majé Massif. B : Calcareenites of Burdigalian from the Majé Massif (Clarita Fm). C : Calcareous shales of Early-Middle Miocene, 11PA16, from the Sanson Hills (Top of Clarita Fm). D : Grey marls of Tortonian from the Sambu Basin, 11PA94 (Tuira Fm).

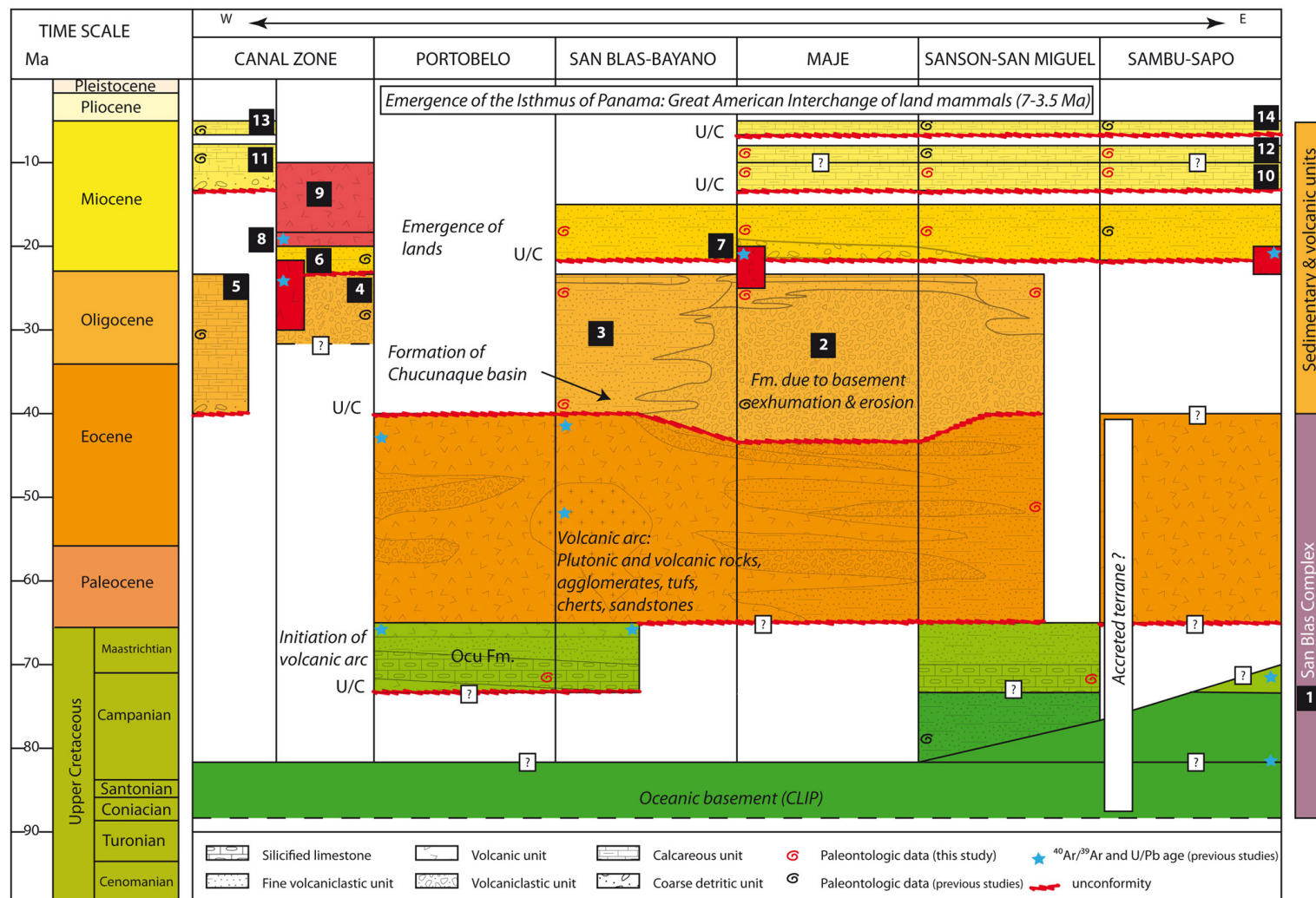


FIGURE 6 – Synthetic chronostratigraphic chart of the different areas of study. The Canal Zone area shows a comparison is compared with the eastern Panama data. Colors are identical to the associated cross sections (in the Figure 7). 1 : San Blas Cpx., 2 : Darien Fm., 3 : Porcona Fm., 4 : Bas Obispo Fm., 5 : Gatuncillo Fm., 6 : las Cascadas Fm., la Culebra Fm., and Cucaracha Fm., 7 : Clarita Fm., 8 : Pedro Miguel Fm., 9 : late basalts Fm., 10 : Tapaliza Fm., 11 : Gatun Fm., 12 : Tuira Fm., 13 : Chagres Fm., 14 : Chucunaque Fm.

Results : Structures and Deformations

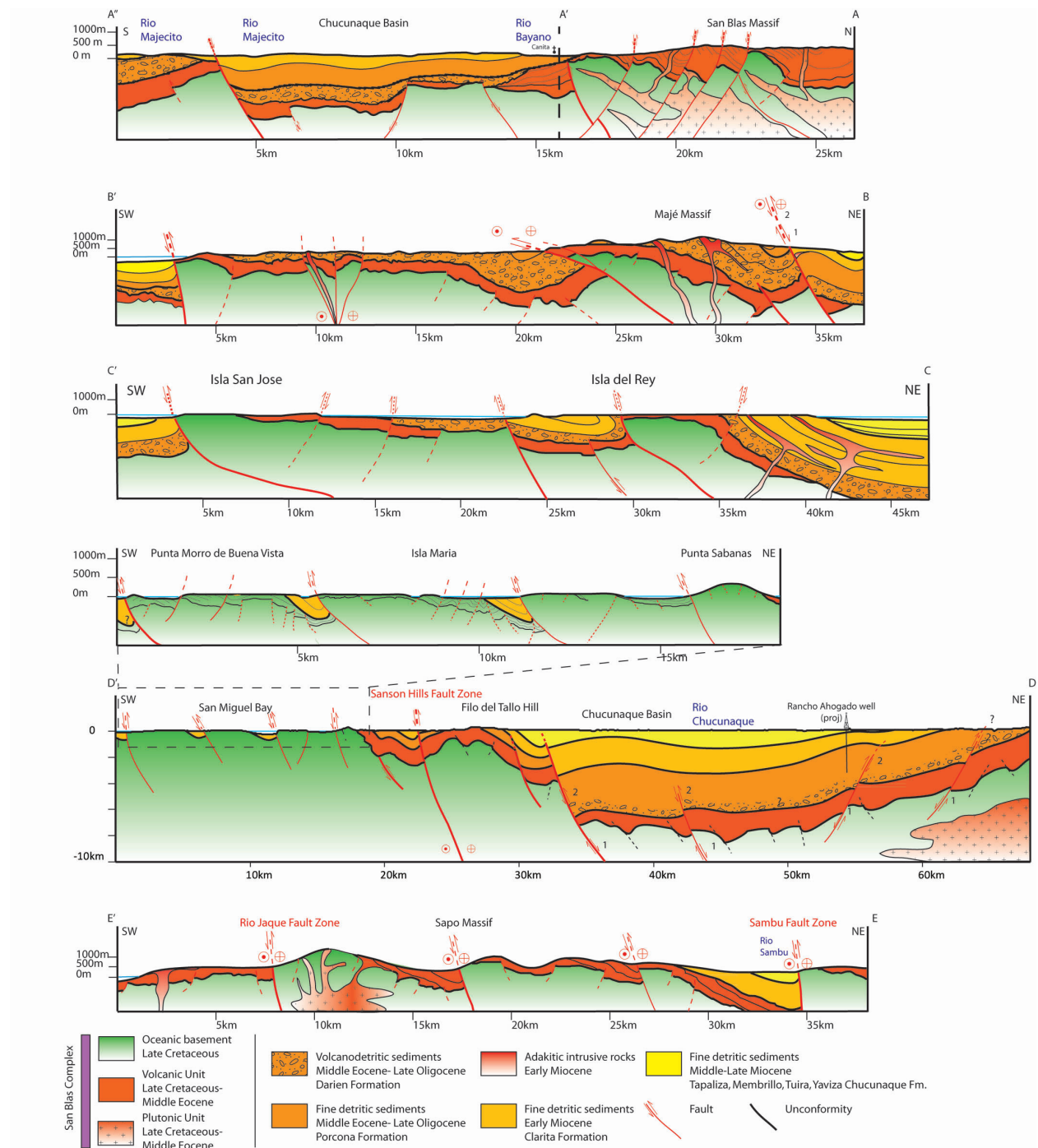


FIGURE 7 – Interpretative cross sections of the eastern Panama region. AA'A'' : the San Blas-Darien and Majé Massifs. B' : the Majé Massif. CC' : the Las Perlas Islands with data from Mann et Kolarsky (1995). DD' : the Chucunaque-Tuira Basin, Sanson Hills Fault Zone, and San Miguel Gulf. EE' : the Sambu Basin and Sapo Massif.

The Transpressional Tectonic Regime (Recent)

Evidence of a transpressional regime is revealed by spatial imagery (Fig. 8), for instance in the Sanson Hills Massif, where Mann et Kolarsky (1995) showed a left-lateral strike-slip motion and en echelon folds occurring along the Sanson Hills Fault Zone (cross section DD' of Fig. 7). In the Sapo and Sambu Basins, the analysis of the ERS2-SAR scenes (Fig. 8) allowed us to distinguish three major fault zones : the Rio Jaque, Rio Sambu and Rio Balsas Fault Zones, all characterized by compressive left-lateral strike-slip motions. Northwest-verging folds and faults in the Sambu Basin can be noticed along cross-section EE' (Fig. 7). Further south, these faults merge with an approximate N-S trend.

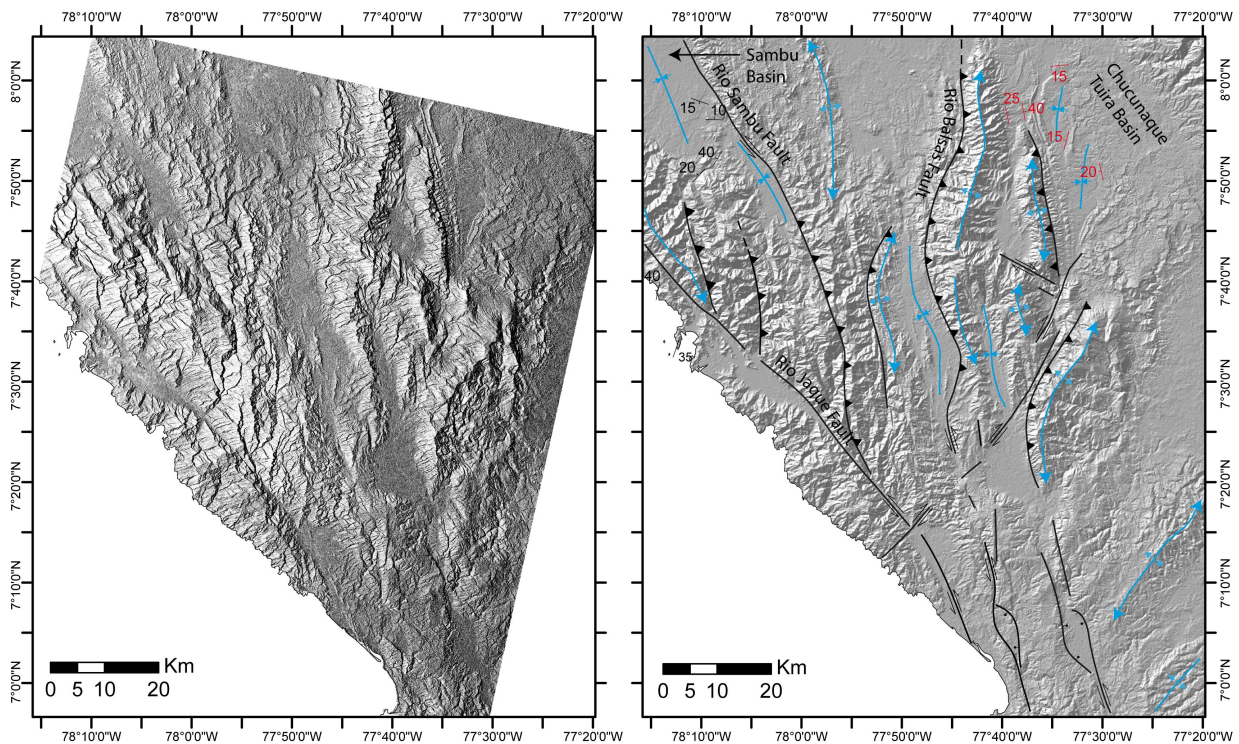


FIGURE 8 – An extract of the SAR ERS-2 images and of SRTM from the southeastern Panama-Colombia frontier, with a tectonic interpretation of the transpressional zone. The orbit 57265, track 297, was acquired on the April 03rd 2006, in descending mode. Black bedding : our results, Red bedding : results from Coates *et al.* (2004).

The Compressional Tectonic Regime (Early-Middle Miocene to Late Miocene)

In the northern foothills of the Majé Massif, a Middle Miocene compressive regime appears to have reactivated normal faults into folds and reverse faults (Fig. 9). Folds, N170°E-trending with a southwest-vergence, affect the Clarita Fm., found along these foothills (cross section BB' of Fig. 7). In the San Miguel Gulf (cross section DD' in Fig. 7), the Clarita Fm. appears folded as a piggy-back basin during this compressive period, and it unconformably overlies the previously

deformed San Blas Complex. In the area of the Las Perlas Islands, in the Panama Gulf, Mann et Kolarsky (1995) noted the same type of structures as in the Clarita Fm., evidenced from seismic lines. We obtain similar results from our onshore interpretative geological cross-section in the Las Perlas area (cross section CC' in Fig. 7). .

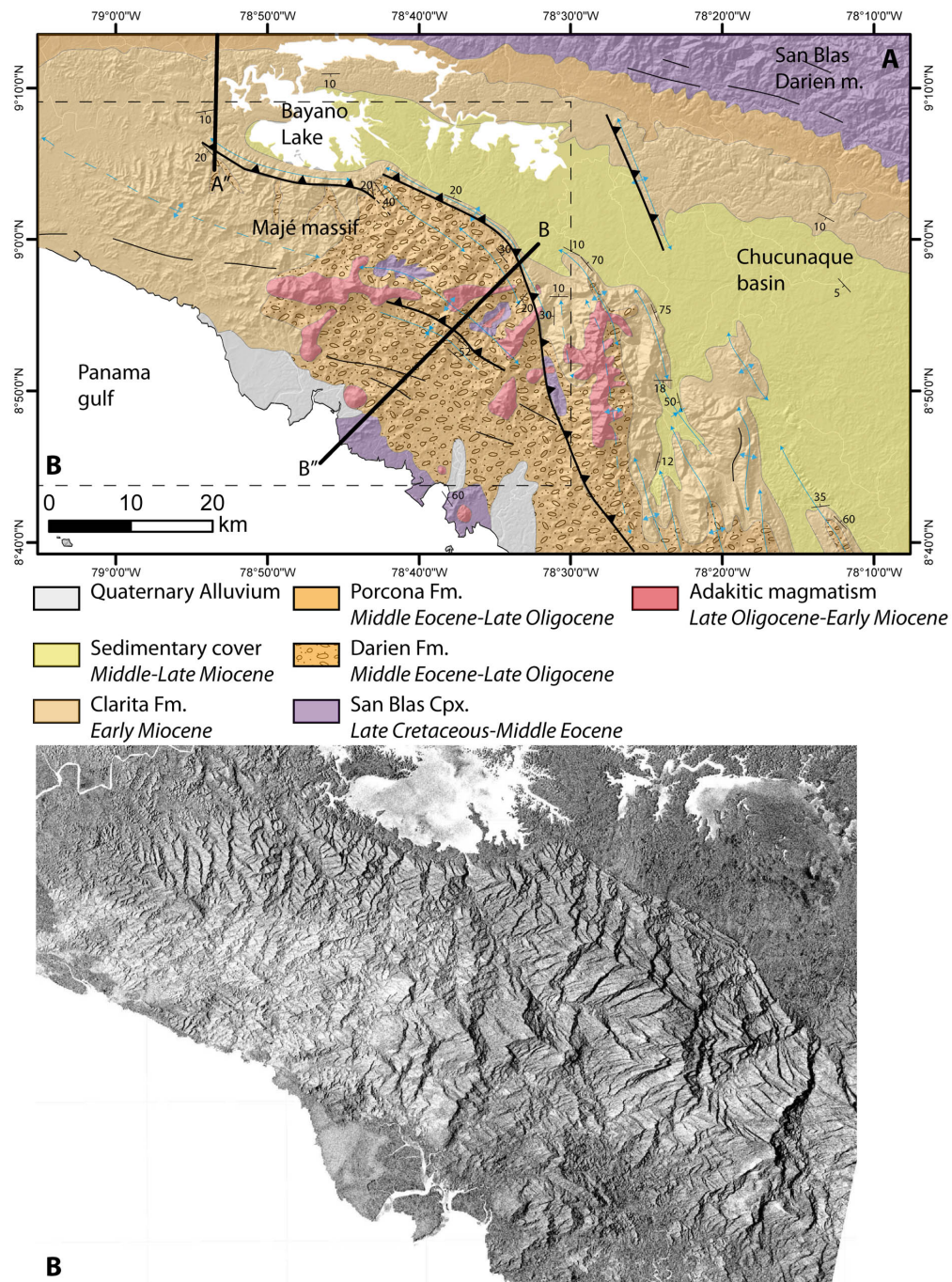


FIGURE 9 – Extract of an SAR ERS-2 image of the Majé Massif and its geologic interpretation. Orbit 73340, track 340, was acquired on the April 30th 2009, in descending mode.

The Transcurrent Tectonic Regime : Central NPDB (Late-Middle Eocene to Recent ?)

The analysis of our seismic lines, in the Canal Basin, show two successive transcurrent deformational regimes : (i) an older episode starting in the Late Eocene : and extensive strike-slip negative flower structures responsible for graben formation bounded by normal NE-dipping faults (Fig. 10, Pan 7) ; and (ii) a younger episode : responsible for deformations in positive flower structures (Fig. 10, Pan 6) and possibly for left-lateral strike-slip motions, as observed in the even more recent Panama Canal Fault Zone (PCFZ).

The Extensive Tectonic Regime (Middle Eocene to Early Miocene)

Several observations compete to evidence this difficultly detectable tectonic regime. The first observations concern the area of the Majé Massif, where normal faults appear to cross-cut the Clarita Fm, with syn-deformational sedimentary deposits. An ancient and major extensional fault zone along the southwestern border of the Chucunaque-Tuira Basin can be noticed when subtracting the younger compressional to transpressional tectonic regime (FIG). In the Chucunaque-Tuira Basin, the Clarita Fm becomes thicker on its western side rather than in its eastern side, consistent with its asymmetric structure. Quiet deposition during the Late Middle Eocene (Porcona Fm) indicates the beginning of the Chucunaque-Tuira basin formation. Hence, the Majé Massif and the Chucunaque-Tuira Basin formed during the same extensional episode and represent a footwall and an asymmetric hemi-graben, respectively (cross section DD' of Fig. 7 and Fig. 9).

The Compressional Tectonic Regime (Late Cretaceous to Middle Eocene)

Several indications regarding this compressional tectonic regime can be spotted, such as in the southern foothills of the San Blas-Darien Massif, where an anticline appears oriented parallel to the Massif's main axis, and unconformably covered by Late-Middle Eocene sediments (Porcona Fm) from the Chucunaque-Tuira Basin (cross section AA'A" of Fig. 7). Therefore, we suggest that this deformation precedes the formation of the Chucunaque-Tuira Basin. Also, in the San Miguel Gulf, the Late Campanian sediments are folded and faulted without any consistency with the younger deformational structures, suggesting that it resulted from an older compressional regime, i.e. during the Late Cretaceous and lasting until the Middle Eocene.

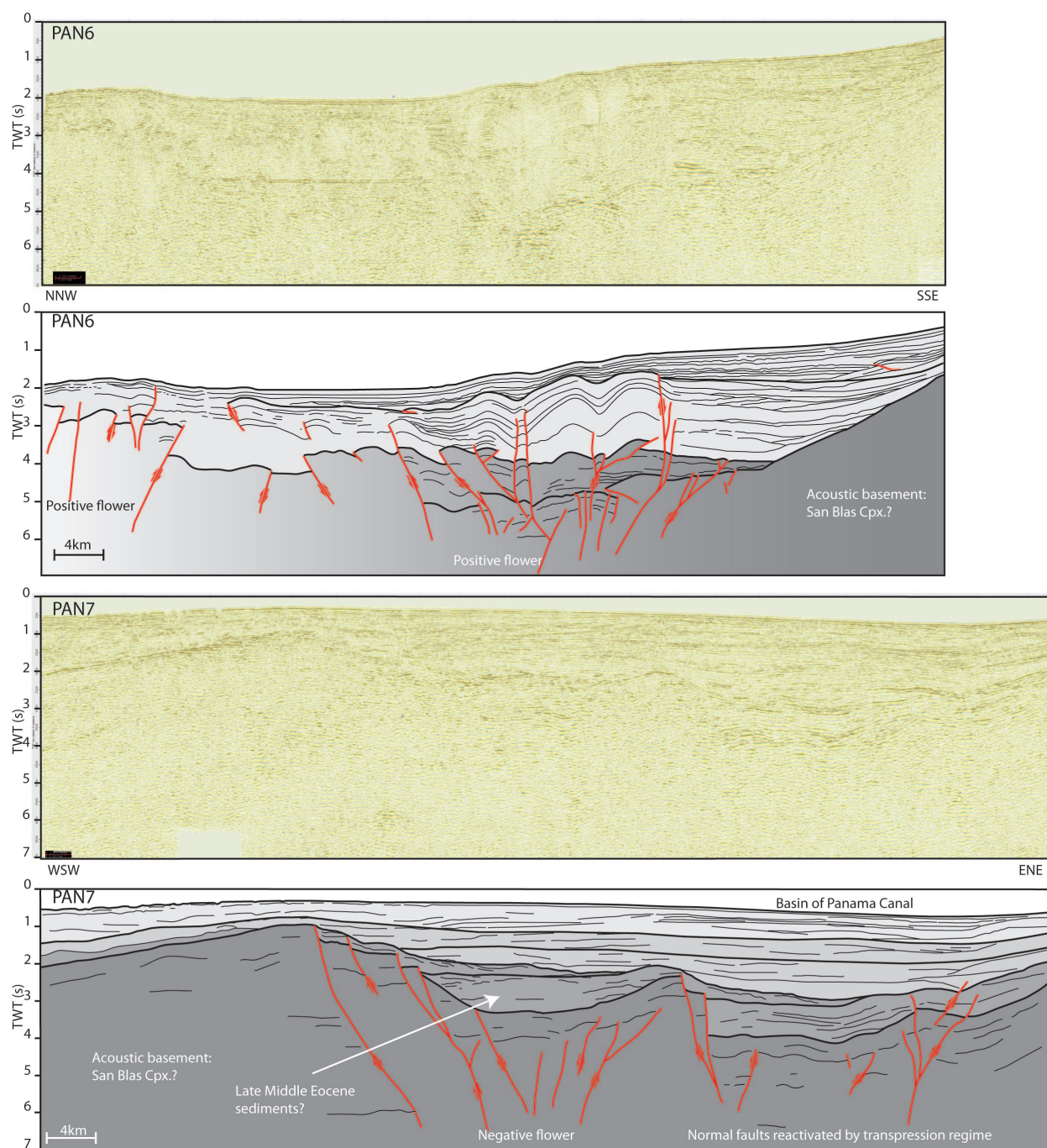


FIGURE 10 – Top : Seismic line PAN6, showing a strike-slip fault with positive flower structure in the Gatun Basin; Bottom : Seismic line PAN7, showing transtensive graben structures in the Gatun Basin. It appears that this transtensive deformation is older than the positive flower of strike-slip fault.

Discussion

By associating our results obtained from the eastern Panama Isthmus with those collected of previous studies, we were able to construct a new geodynamical model that traces back of the

accretion history of Central America against South America, based on the geological and tectonic records of the Chorotega and Chocó Blocks of eastern Panama (Fig. 11).

The Subduction of the Farallon Plate beneath the Caribbean Plate : Construction of Central America volcanic arc (Late Campanian –Middle Eocene)

The Late Campanian period marks the initiation of an island volcanic arc in western and eastern Panama (Buchs *et al.*, 2011b; Montes *et al.*, 2012a), due to the subduction of the Farallon Plate beneath the Caribbean Plate. This island arc represents the proto-Central America. The volcanic arc basement is therefore represented by oceanic rocks (basalts, pillow basalts, cherts and red radiolarites), probably associated to the Caribbean Plate's LIP (Bandy et Casey, 1973; Case, 1974; Hauff *et al.*, 2000; Hoernle et Hauff, 2007; Hoernle *et al.*, 2004; Sinton *et al.*, 1997, 1998; Lissinna, 2005; Buchs *et al.*, 2011b). We interpret the volcanoclastic deposition of the Ocu Fm., in the Portobelo Peninsula and San Miguel Gulf, as a synchronous formation of the volcanic arc emplacement, in agreement with our stratigraphic observations which show the presence of andesitic breccias at the base of the Ocu Fm (Portobelo Peninsula). Similar stratigraphic and geochemical evidences have been obtained by Buchs *et al.* (2011b) and Corral *et al.* (2011, 2013) in western Panama.

Between the Late Cretaceous and Middle Eocene, the geographical extent of the volcanic arc (representing Central America) was then continuous from the Colombian Chocó Block to the northern Chorotega Block Montes *et al.* (2012a). The orientation of the subduction front at this time is difficult to estimate, however, we expect its orientation to have been NW/SE (Fig. 11), based on the position of the volcanic arc paleo-position and on the assumption that no significant block rotation (in the Changuinola area) relative to South America occurred since the Late Cretaceous, as postulated by Di Marco *et al.* (1995).

During the Late Cretaceous-Middle Eocene, a compressional tectonic regime affected the overriding Caribbean Plate, and between 47 and 42 Ma (Middle Eocene), Apatite Fission Tracks analyses of plutonic arc rocks in the San Blas-Darien Massif record a significant uplift of the volcanic arc (Montes *et al.*, 2012b). We link this rapid uplift and compressional tectonic regime to the subduction of oceanic topography, such as seamounts and/or ridges that have resulted in their accretion along the subduction margin, as observed in the Azuero Peninsula (Buchs *et al.*, 2011a,b).

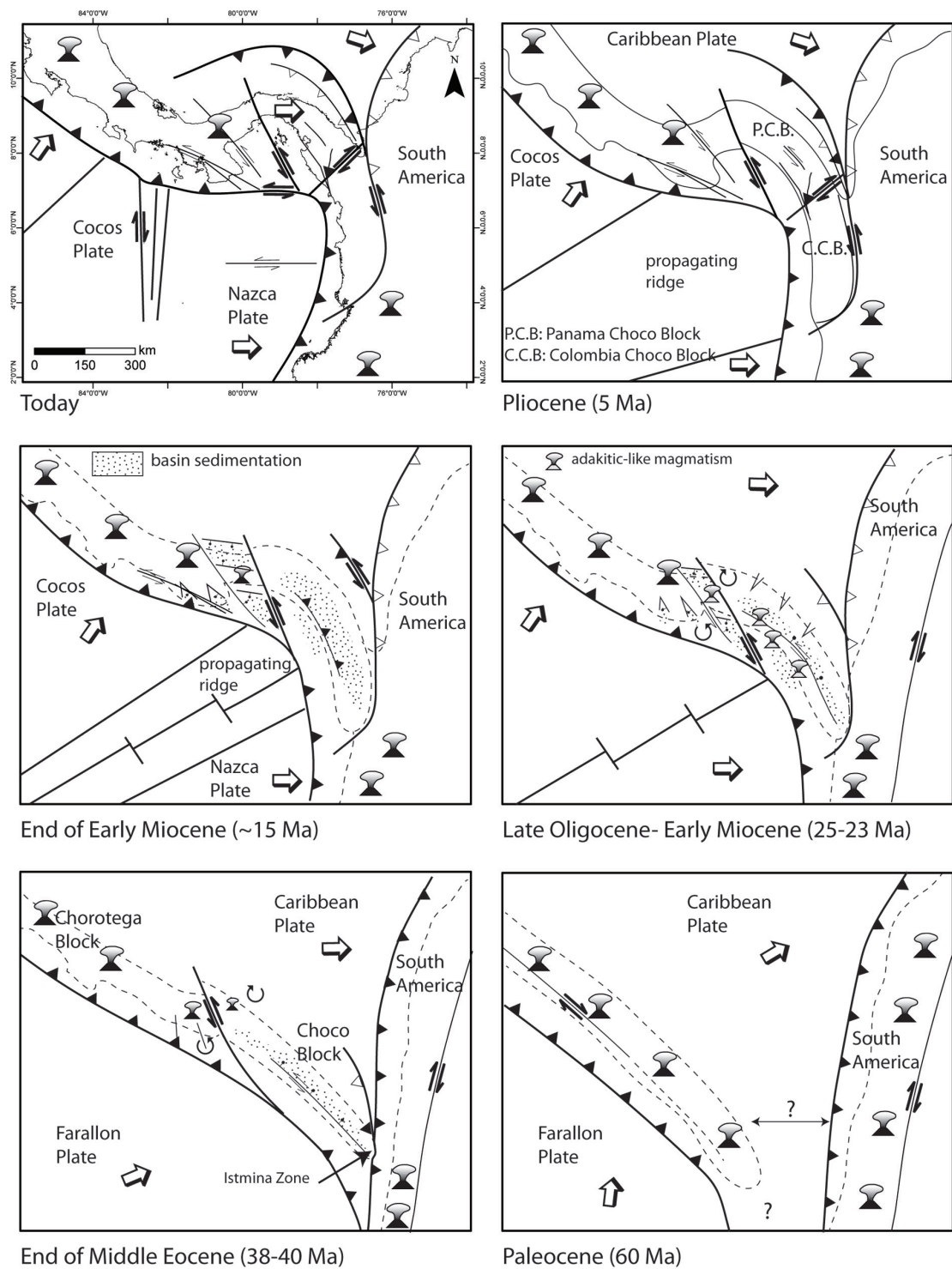


FIGURE 11 – Tectonic reconstruction since the Paleocene with fixed South America showing the progressive accretion of Central America volcanic arc and formation of Chorotega and Chocó blocks. Motion of Farallon plate is from Pardo-Casas et Molnar (1987) and Cocos and Nazca plates from Meschede et Barckhausen (2000).

The first contact of Central America against South America : Perspectives from the Panama Region (Late Middle Eocene)

Our results contain many evidences that indicate that a change in the regional tectonic regime occurred during the Middle Eocene along the boundary of the Caribbean Plate (eastern Panama), going from compressive to extensive. Normal faults were then created, forming the hemi-graben of the Chucunaque-Tuira Basin and possibly also the Sambu Basin slightly later, in association with the sedimentary deposition of Clarita and Porcona Fms. And reactivation of pre-existing thrust faults into normal faults can also be supposed. This time also coincides with the cessation of arc volcanism in the San Blas-Darien Massif of eastern Panama (the Chocó Block) ; whereas it remained active in western Panama (the Chorotega Block) however migrated northward, particularly obvious in the Azuero Peninsula rocks (Lissinna, 2005; Wegner *et al.*, 2011).

In order to understand the reason for this change in tectonic regime and its link with the end of arc volcanism, we focused our attention on the deformations produced in this zone.

The Panama Canal Fault Zone forms the limit between the Chorotega and the Chocó Blocks (Case, 1974) and motion along it is responsible for the separation of the Paleogene volcanic arc in the Azuero Peninsula and the San Blas-Darien Massif from each other. This zone contains a large record of extensive deformations. The presence of negative flower structures in the tertiary sediments of the Canal Basin, offshore, is in agreement with a transtensive regime (Fig. 10). Onshore, outcrops show the presence of Late-Middle Eocene marine sediments in the Gatun Basin, corresponding to the Gatuncillo Fm (Woodring, 1957; Stewart *et al.*, 1980). Moreover, onshore scarps of normal faults in this area have been detected using gravimetric data (Farris, 2011). In addition, in the offshore Gulf of Panama further south, Mann et Kolarsky (1995) also noticed normal faults on seismic lines, another evidence for basin formation at this time. In central Panama, we propose that this regime can be associated with the activation of the left-lateral Panama Canal Fault Zone, with an accumulated 150 km of transtensive displacement since then. Two hypotheses can explain this Middle Eocene break-up phenomenon :

(1) The occurrence of slab rollback, due to a change in the Farallon Plate's subduction orientation, from NNE to a more eastward direction (Pardo-Casas et Molnar, 1987), causing tensional stresses in the overriding Caribbean Plate (Central America) and in the formation of the Chucunaque-Tuira backarc Basin. These tensional stresses were probably also accommodated by the formation of the Panama Canal strike-slip Fault, which progressively detached the Chorotega Block from the Chocó Block. Nevertheless, slab rollback alone cannot explain the shutoff of the volcanic arc's activity in the Chocó Block.

(2) The first contact between Central America and South America took place at that time. We prefer this hypothesis since Barat *et al.* (2012) showed evidence that the collision took place during that time in the southern Colombian Chocó Block (in the Isthmina Region). In this perspective, the end of Middle Eocene was when the proto-Caribbean Plate completely disappeared beneath South America and when Central America consequently entered in contact with South America. Although in certain circumstances, oceanic volcanic arcs can become subducted along with the slab beneath the overriding plate (Cloos, 1993), we explain its accretion by a higher buoyancy effect attributed the fact that the volcanic arc is mounted on overthickened crustal material from the CLIP (though its thickness at this time is uncertain). Oceanic basaltic/gabbroic crust is lighter than the underlying mantle (around 300 g/cm³, Hacker *et al.* (2003)), and therefore will tend to remain near the surface rather than subduct, particularly when overthickened.

The progressive collision in a "zipper" fashion (Late Eocene – Today)

The break-up of Central America resulted in rock deformations and important block rotations. Our results show that the extensional tectonic regime located in the eastern Panama is continuous until the end of Early Miocene. Moreover, Montes *et al.* (2012a) and Silva *et al.* (2012) documented the following block rotations : (1) between 38 and 28 Ma : the Azuero Peninsula (Chorotega Block) rotated counterclockwise by 20°, while the San Blas-Darien Massif remained stationary or experienced only a small clockwise rotation of maximum 5° ; (2) between 28 and 25 Ma : the western part of the San Blas-Darien Massif suddenly rotated faster, up to 25°. How can we explain the coexistence of the Central America break-up, the extensional regime and its collision? To answer this, we propose a new model, adapted from the model from Gutierrez-Alonso *et al.* (2008), that accounts for an oblique collision (Fig. 12).

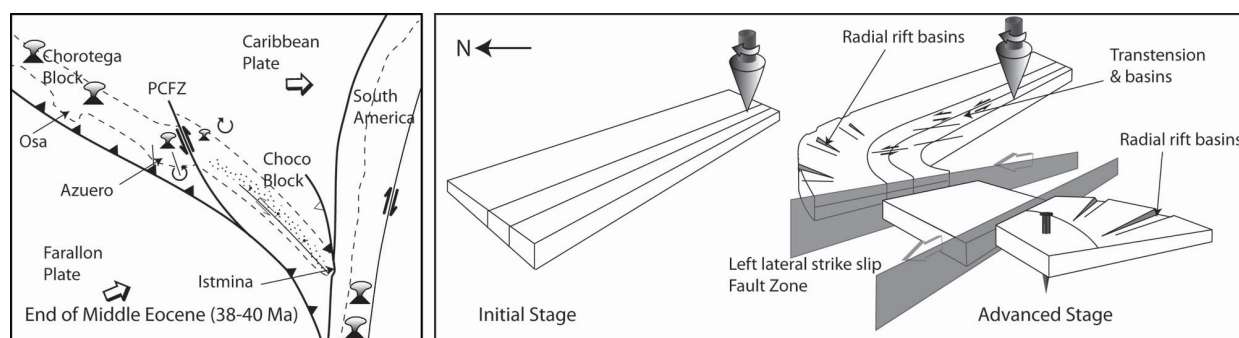


FIGURE 12 – Our proposed model of the arc-continent collision explaining the link between the collision, the clockwise rotations and basin formations, adapted from Gutierrez-Alonso *et al.* (2008).

In our point of view, , the volcanic arc could not be subducted beneath South America, and instead became locked against South America, first in the Isthmina region. The continuing eastward subduction of the Caribbean Plate beneath South America induced the beginning of the break-up of Central America and the clockwise rotation of the eastern Panama. These phenomena were particularly intense in the southern part of Central America, at this period, due to a strong slab pull. The consequences of this clockwise rotation are the initiation of left-transtensive deformation and the formation of the asymmetric Chucunaque-Tuira Basin. We propose that the clockwise rotation and the basin opening were active until Early Miocene, in agreement with Montes *et al.* (2012a)'s paleomagnetic results . The regional consequences of clockwise rotation are the progressive collision against South America in a "zipper" fashion due to the obliquity of convergence. The occurrences of rare adakitic magmatism dating after the cessation of the arc volcanism reflect unusual plate tectonic conditions at that time. These rocks first appeared at 29-26 Ma near the Panama Canal (the Petaquilla batholiths), then at 25 Ma (the Cerro Patacon), and finally at 20 Ma (intruding the Majé Massif) (Fig.11) (Whattam *et al.*, 2012). Farris *et al.* (2011) suggested the initiation of collision between South America and Central America occurred around 25-23 Ma. This time period coincides with that of the break-up of the Farallon Plate into the smaller Nazca and Cocos Plate Meschede et Barckhausen (2000); Lonsdale (2005). However, the first occurrence of these adakitic rocks (29-26 Ma) predates the time at which the Farallon Plate is expected to have broken-up (25-23 Ma). Alternatively, these adakites have been interpreted by Whattam *et al.* (2012) as the result of horizontal tearing of the Farallon slab beneath the Caribbean Plate (Central America), generating a slab window and hot upwelling mantle. Therefore, it is not obvious whether a link exists between

these two events. Nonetheless, we propose a link between slab tearing and the Farallon Plate break-up : a vertical slab tear may occur if two divergent slabs pull sideways beneath the overriding plate, as proposed by Obayashi *et al.* (2009) and Nolet (2009). This kind of slab tear could then explain adakitic-like volcanism in central Panama at 29 Ma before the apparent break-up of the Farallon Plate at the surface.

In southernmost Central America, around Early Miocene (today the Chocó Block in Colombia), when the oblique collision event was complete, compressive deformations spread throughout eastern Panama (Barat *et al.*, 2012). The formation of pop-up basins in the San Miguel Gulf is a rare evidence of these compressive deformations during the Early Miocene. More globally, compressional deformations, such as the Panama Gulf anticline (Mann et Kolarsky, 1995) and the anticlines in Majé Massif, the uplifts of the Chucunaque-Tuira and Sambu Basins, identified by unconformities, in agreement with Coates *et al.* (2004)'s results, indicate that the collision of Central America against South America in the Darien Province occurred during the Middle Miocene. Moreover, spatial imagery analyses of eastern Panama attest an active transpressional regime (not full-frontal collision) accommodated by compressive strike-slip motions along the Rio Jaque, Rio Sambu, Sanson Hills and Rio Balsas Fault Zones. The occurrence of modern seismicity along these faults indicates that the tectonic regime is still ongoing and that the collision of Central America against northern South America is today not fully complete. Therefore, the total Central American uplift during the Pliocene (starting at 7 Ma), of is then the result of the long-term collision episode.

Conclusions

This paper provides the first complete model for the accretion of Central America against northern South America since the Miocene, based on geological and seismic data. We focused our attention on the country of Panama, which forms southern Central America and where the first records of its accretion is documented. Since very little is known about the geology of the area and consequently of the accretion event itself, our research results now provide new rock and deformation ages, geological structure analyses, and offshore seismic line and satellite image interpretations. This work enabled us to better qualify the different tectonic regimes that have impacted this region since the Miocene (before, during and after accretion) and to better constrain the tectonic evolution of the accretionary process. Our results show that a major tectonic event occurred end of Middle Eocene, shown by the sudden appearance of transtensive and rotational deformations in the Panama Canal area and its surroundings. These extensional deformations have produced important sedimentary basins and grabens, such as the Chucunaque-Tuira Basin. This period is also synchronous to the complete shutoff of the main volcanic arc which forms Central America. We associate these major deformations with the onset of the accretion of Central America at that time, i.e. 40-38 Ma. We also propose that accretion was progressive from south towards north, in a "zipper" style, i.e. the first contact between the landmasses took place in the Isthmus region of Colombia and continued northward. As collision happened, Central America buckled, faulted, folded and fractured into two smaller blocks (Chorotega and Chocó), which rotated in different orientations and resulted in the displacement and shut-off of the volcanic arc. Also, a change in subduction dynamics was induced by this accretion, whereby the Caribbean Plate subduction beneath South America became inhibited, as well as the arc volcanism on the continent.

Acknowledgments

This study was supported by the CNRS-Géoazur-University of Nice Sophia Antipolis and funding was provided by Total within the scope of GRI-CAR (*Groupe Recherche et Industrie CA-Raïbes*). We thank Carlos Jaramillo, Camilo Montes, Rory McFadden, Diego Ramirez and Vladimir Zapata of the Smithsonian Tropical Research Institute for their help in the field work. We also thank Dr. Camacho and Arkin Tapia of the University of Panama for their help in the Darien Province. We thank Maria Sandoval-Gutierrez for her help in the extraction of radiolarian and SEM work. We are equally thankful to Marianne Marot and to all people who have participated in active discussions on the subject with us, and have brought us new insights into the topic.

Annexe B : Planches micropaléontologiques

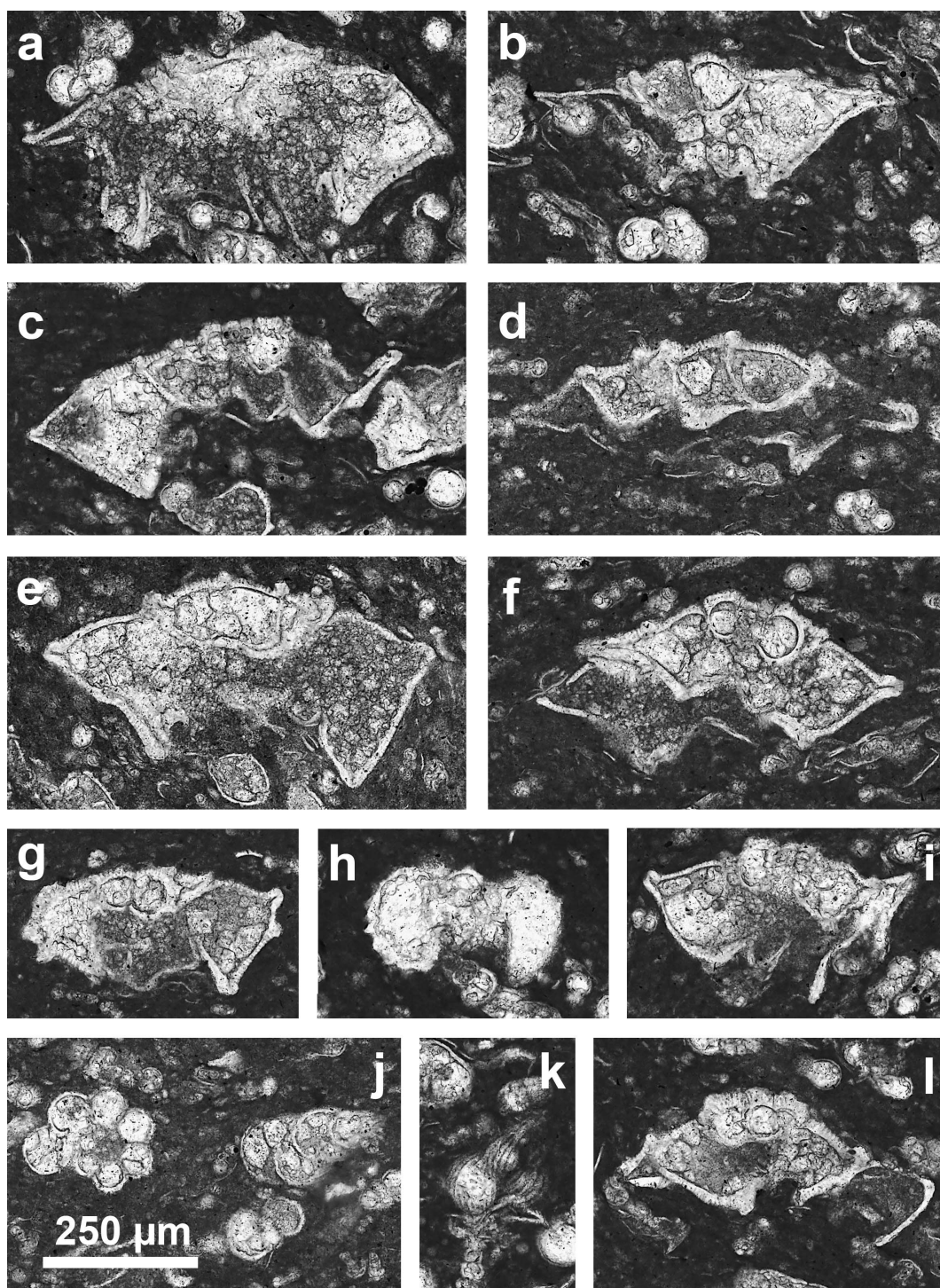


FIGURE 13 – (Figure A.1) Plate of Planktonic foraminifera in sample 11PA06 from Portobelo, Ocù Formation. a-d. *Radotruncana calcarata* (Cushman), b. *Radotruncana subspinoso* (Pessagno), c-i. *Globotruncanita elevata* (Brotzen), e. *Globotruncanita cf. stuartiformis* (Dalbiez), f. *Globotruncana cf. stuarti* (de Lapparent), g. *Globotruncana ventricosa* White, h. *Rugoglobigerina* sp., j. *Archeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), k. *Pseudoguembelina costulata* (Cushman), l. *Globotruncana falsostuarti* Sigal.

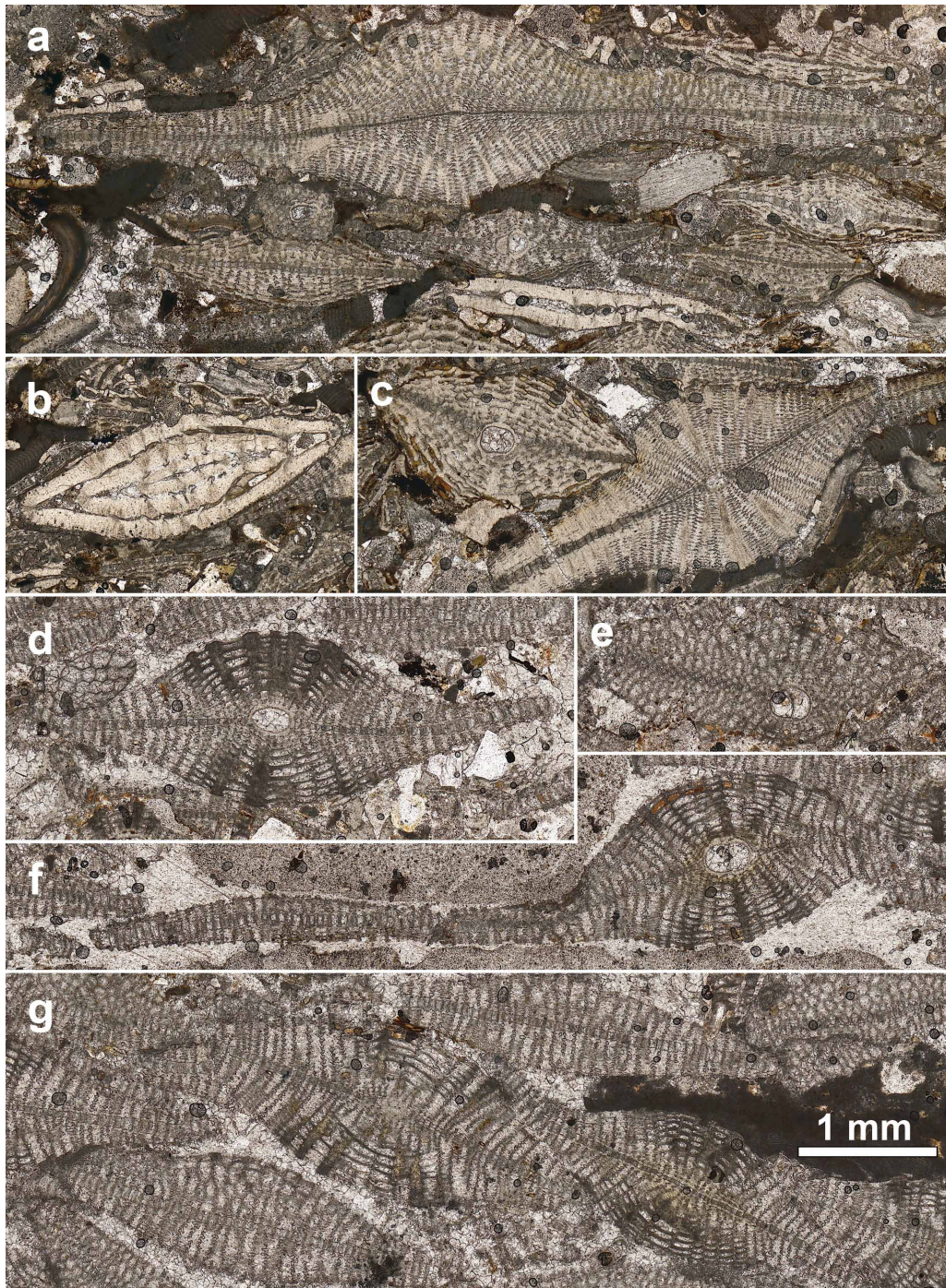


FIGURE 14 – (Figure A.2) Transmitted light images of Upper Oligocene Larger Foraminifera from El Llano (11PA26) and La Mesa (10PA01) in the Chucunaque basin, Porcona Formation. Sample 11PA26 (a.–c.) : a. Vertical section of *Lepidocyclina favosa*, b. Vertical oblique section of *Operculina dia*, c. Vertical oblique section of *Lepidocyclina canellei* (left) and *Lepidocyclina favosa* (right). Sample 10PA01 (d.-g.) : d., f., g. Vertical sections of *Lepidocyclina miraflorensis*, showing the alignment and imbrication of specimens embedded in a sparry cement, indicative of deposition under strong currents, e. Oblique-equatorial section of *Lepidocyclina miraflorensis* showing rhombic equatorial chambers.

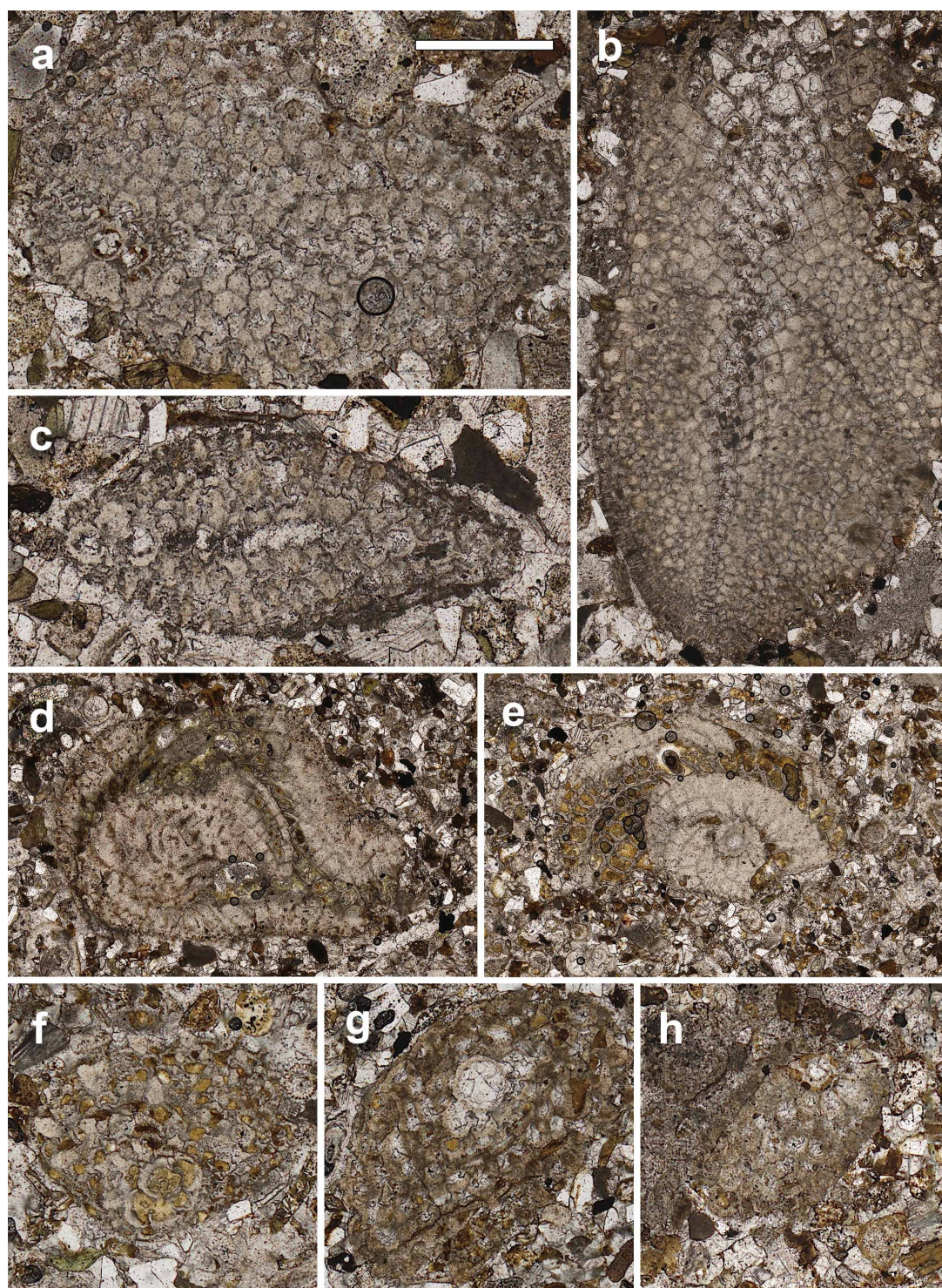


FIGURE 15 – (Figure A.3) Transmitted light images of Upper Oligocene–Lower Miocene Larger Foraminifera from Majé massif (10PA52) and Sanson Hills (11PA21), Clarita Formation. Scale bar equals 0.5 mm for a., c., f., g., h. and 1 mm for b., d., e. (Sample 10PA52 : d.–h. and Sample 11PA21 : a., b., c., g.). a., b., c. and g. *Miogypsina panamensis*, a. and b. showing the embryonic chambers in oblique section, c. *Miogypsina cf. panamensis* with microspheric embryon. d. and e. *Heterostegina antillea* in oblique sections, f. and h. *Miogypsina antillea* showing the uniserial embryonic-nepionic apparatus.

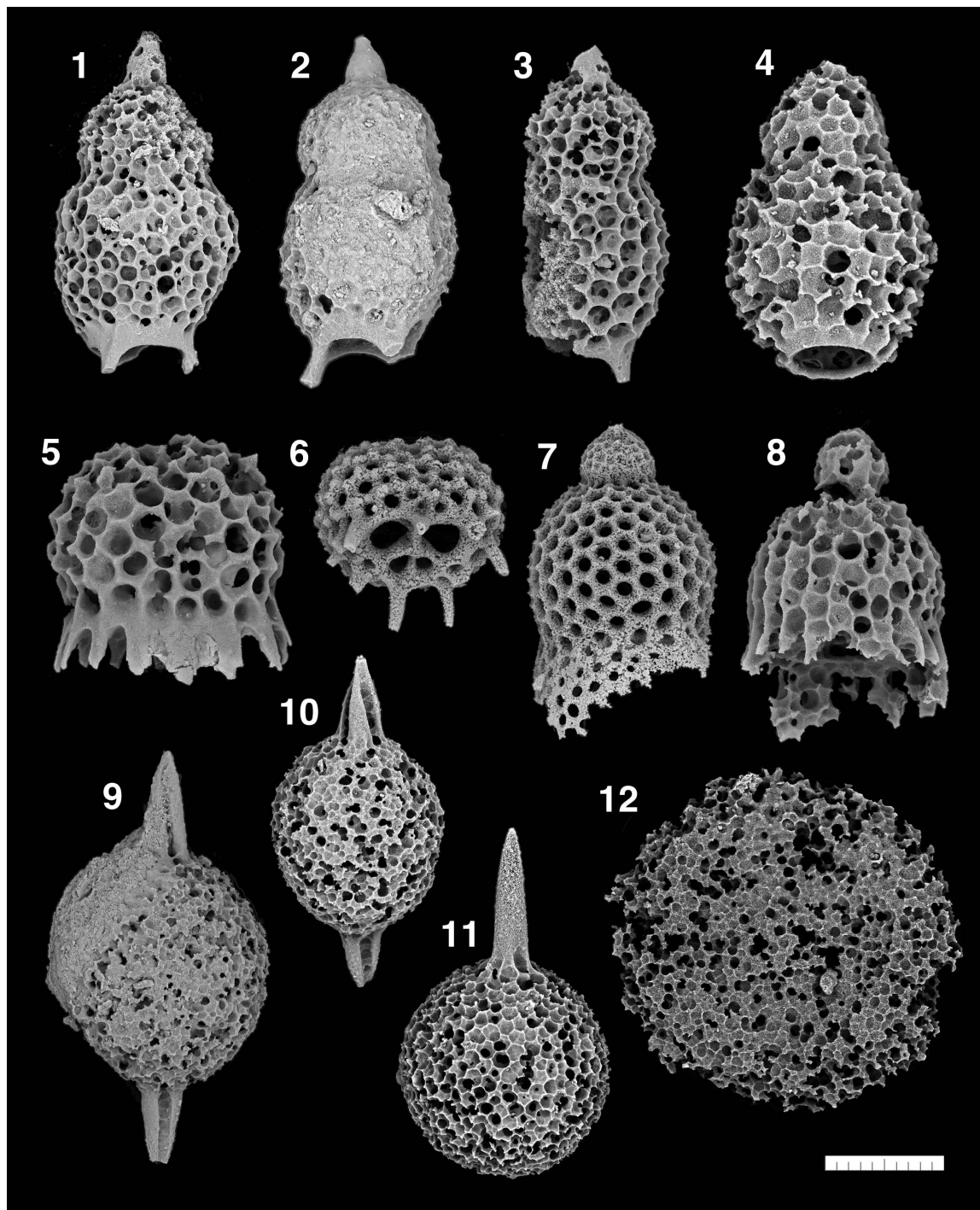
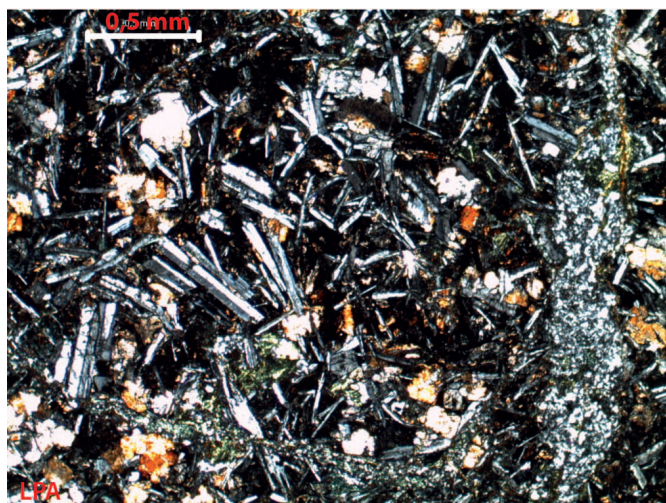


FIGURE 16 – (Figure A.4) MEB micrographs of a poorly preserved radiolarian assemblage extracted from sample 11PA105, San Miguel Gulf. According to Jackett *et al.* (2008), the range of the sample is UA 21-22, UAZones JE3 – JE4, late Ypresian to early Lutetian. Scale bar equals 100 μm for numbers 1.-3., 9.-12., and 50 μm for numbers 4.-8. 1.-3., *Thyrsocyrtis rhizodon* (Thyrsocyrtis) Ehrenberg. 4., *Buryella* sp., (UA 21-22). 5.-6., *Dorcadospyrus platyacantha* (Ehrenberg) group. (UA 1-22), 7. *Theocorys* sp.?, 8. *Calocyclus* sp. Clark and Campbell group, 9.-10. *Spongatractus pachystylus* (Ehrenberg) (UA 19-22), 11. *Amphisphaera* sp., 12. *Circodiscus circularis* (Clark and Campbell) (UA 5-22).

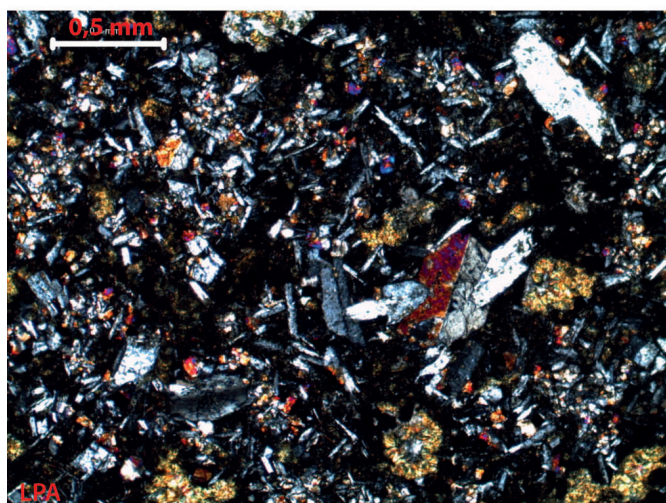
Annexe C : Photographies des lames minces



Echantillon 10PA38

Localisation: Massif de San Blas
Lat-Long: 9,22733, -78,96247

Roche: Basalte
Unité: Cpx. San Blas, socle?
Description:
R. volcanique, T. microlitique porphyrique,
F. plagioclases séricitisés en baguettes, Cpx altérés,
et riches en oxydes de fer, veines de quartz,
vacuoles remplies de calcites et/ou de chlorites



Echantillon 11PA106

Localisation: Golfe de San Miguel
Lat-Long: 8,41596, -78,07222

Roche: Basalte tholeiitique
Unité: Cpx. San Blas, socle
Description:
R. volcanique, T. microlitique, F. plagioclases
altérés en baguettes, qq phénocristaux de CPx,
mésostase altéré, verre oxydé et microlites de F.
plagioclases, Cpx et OPx, riche en oxydes de Fe,
présence de vacuoles remplies de chlorite



Echantillon 11PA107

Localisation: Golfe de San Miguel
Lat-Long: 8,43067, -78,14706

Roche: Basalte tholeiitique
Unité: Cpx. San Blas, socle
Description:
R. volcanique, T. microlitique, F. plagioclases
altérés, mésostase altéré, verre entièrement oxydé,
microcristaux de CPx et OPx, oxydes de Fe
abondants

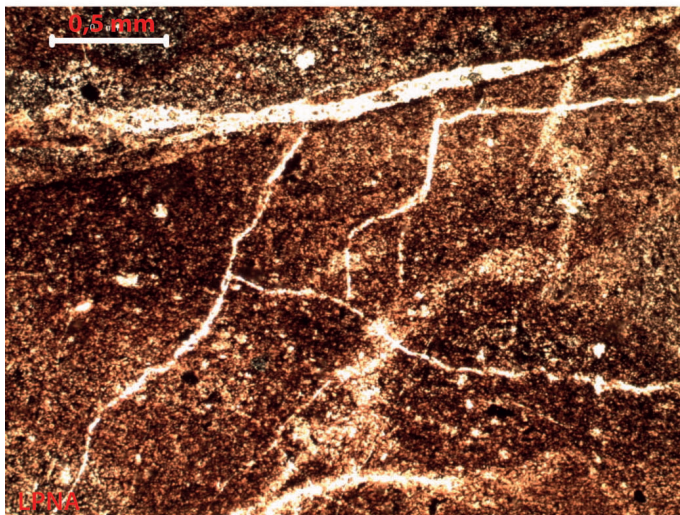


Echantillon 11PA88

Localisation: Massif de Sapo, rio Venado
Lat-Long: 7,86126, -78,14455

Roche: Andésite
Unité: ?

Description:
R volcanique, T. microlitique porphyrique,
F. plagioclases zonées et fracturés,
CPx et OPx, amphiboles complètement altérées,
et oxydes de fer

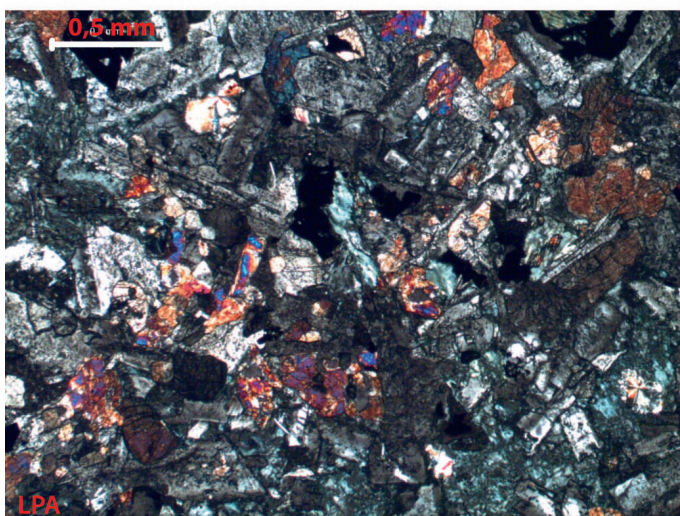


Echantillon 11PA96

Localisation: Massif de Sapo, Playa Muerto
Lat-Long: 7,89066, -78,36663

Roche: Radiolarite
Unité: Cpx San Blas

Description:
R sédimentaire, présence de traces fossiles de
radiolaires, ou fantomes.

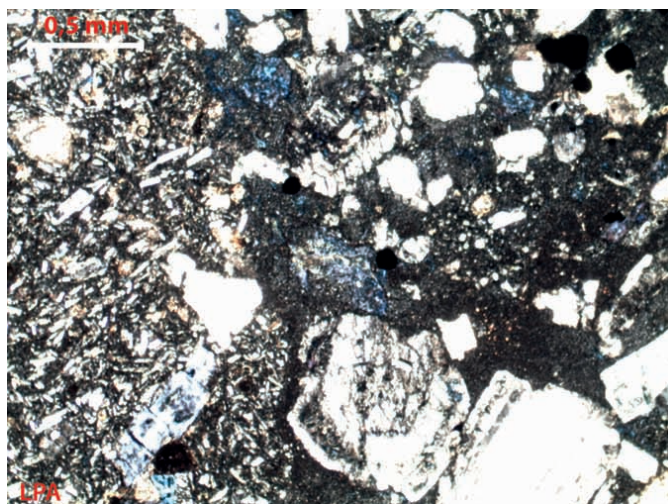


Echantillon 11PA97

Localisation: Massif de Sapo, Playa Muerto
Lat-Long: 7,89052, -78,36622

Roche: Gabbro, dolérite
Unité: Cpx. San Blas

Description:
R plutonique, T. grenue doléritique, F.
plagioclases séricitisés en longues baguettes
et CPx et OPx, riches en oxydes de Fe, altération
en chlorites de mx Fe. Mg.



Echantillon 10PA22

Localisation: Massif de Majé, Rio Ambroya
Lat-Long: 8,91936, -78,57528

Roche: brèche pyroclastique
Unité: Arc volcanique, Cpx. San Blas

Description:
roche de coulée pyroclastique,
comprenant des fragments de basaltes et
andésites, séricitisation des F. plagioclases,
et chloritisation des mx. Fe Mg, oxydes de Fe

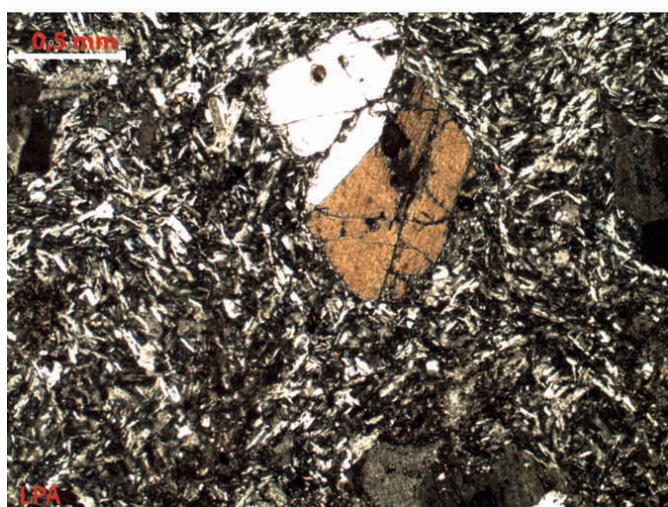


Echantillon 10PA56

Localisation: Massif de San Blas Darien
Lat-Long: 9,24123, -78,80003

Roche: Granodiorite
Unité: Pluton de Chuluganti

Description:
R. plutonique, T. grenue porphyroïde, F. plagioclases
séricitisé, Amphiboles chloritisées, zircons,
qq quartz, biotites chloritisées?, apatites avec
inclusions de fluides, et oxydes

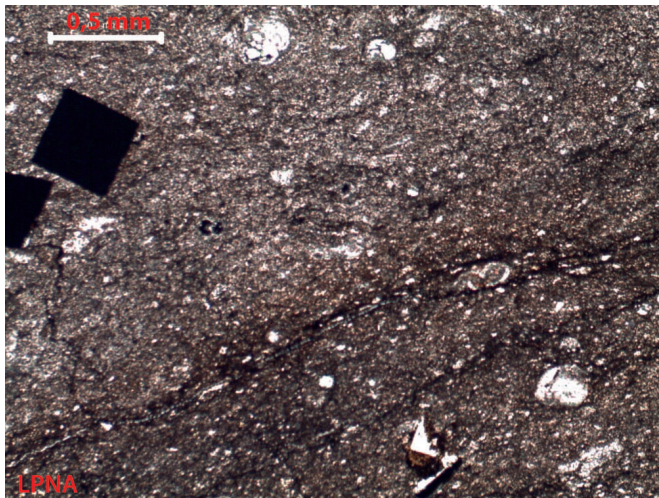


Echantillon 10PA58

Localisation: Massif de San Blas Darien
Lat-Long: 9,23402, -78,97639

Roche: Andésite
Unité: Arc volcanique

Description:
R volcanique, T. microlitique porphyrique,
mésostase de microlites de F. plagioclases,
CPx et qq OPx, et oxydes de fer

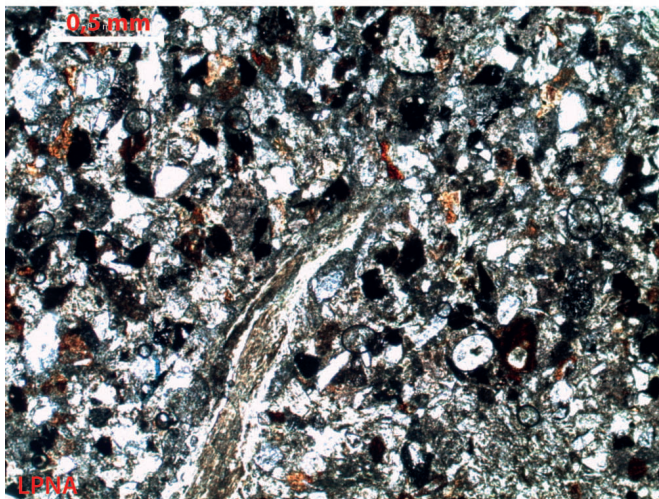


Echantillon 10PA43

Localisation: Massif de Majé
Lat-Long: 8,88763, -78,61369

Roche: mudstone
Unité: Fm. Darien

Description:
R. sédimentaire, contient des fragments de fossiles, pyrites, laminations, matrice micritique carbonaté?, ciment calcite

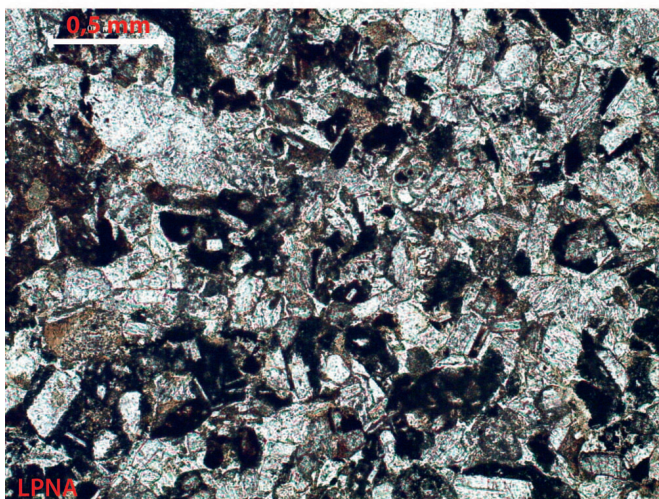


Echantillon 10PA18

Localisation: Massif de Majé, Rio Ambroya
Lat-Long: 8,92966, -78,56357

Roche: Grès volcano-détritique
Unité: Fm. Darien

Description:
R. sédimentaire détritique, grains de F. plagioclases anguleux et Px, altération forte des grains, présence de qq fragments de fossiles, grains d'oxydes de Fe (goethite?), grains anguleux témoignent d'un faible transport, veines liées aux circulations hydrothermales, matrice micritique, ciment d'oxydes de Fe

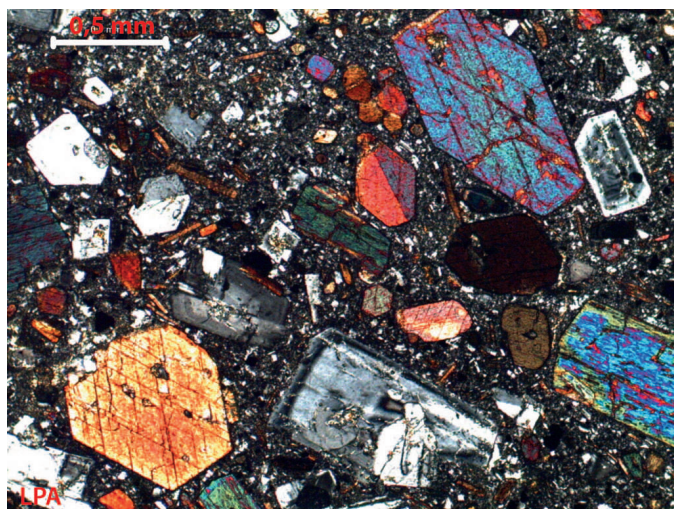


Echantillon 10PA07

Localisation: Massif de Majé
Lat-Long: 8,87498, -78,62016

Roche: Grès volcano-détritique
Unité: Fm. Darien

Description:
R. sédimentaire détritique, grains de F. plagioclases anguleux, qq globigérines et d'autres fragments de fossiles, grains d'oxydes de Fe (goethite?), grains anguleux témoignent d'un faible transport, matrice micritique, ciment ferrugineux



Echantillon 10PA14

Localisation: Massif de Majé, Rio Ambroya
Lat-Long: 8,94542, -78,53281

Roche: Andésite
Unité: Intrusif de signature adakitique Miocene Inf

Description:
R. volcanique, T. microlitique porphyrique,
riche en phénocristaux d'hornblendes
automorphes et de plagioclases zonés,
qq. pyroxènes, apatites

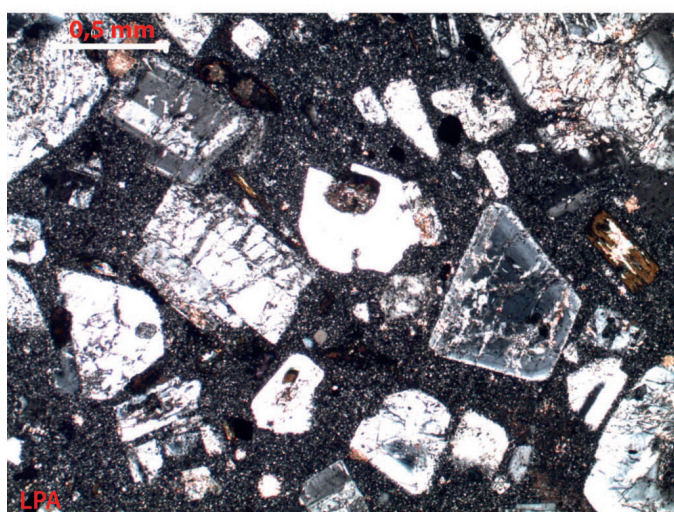


Echantillon 10PA20

Localisation: Massif de Majé, Rio Ambroya
Lat-Long: 8,92103, -78,57468

Roche: Andésite
Unité: Intrusif de signature adakitique Miocene Inf

Description:
R. volcanique, T. microlitique porphyrique,
riche en phénocristaux d'hornblendes et de
plagioclases zonés, altération des Mx Fe. Mg.
et chloritisation, séricitisation des plagioclases

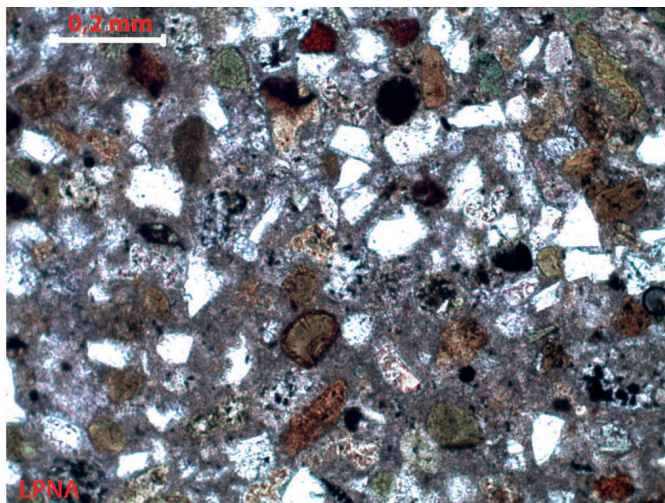


Echantillon 10PA24

Localisation: Massif de Majé, Rio Ambroya
Lat-Long: 8,91616, -78,57739

Roche: Dacite
Unité: Intrusif de signature adakitique Miocene Inf

Description:
R. volcanique, T. microlitique porphyrique,
riche en phénocristaux de plagioclases zonés,
présence d'hornblendes brunes,
présence de quartz avec golfe de fusion,
altération des Mx Fe. Mg. et chloritisation,
séricitisation des plagioclases.

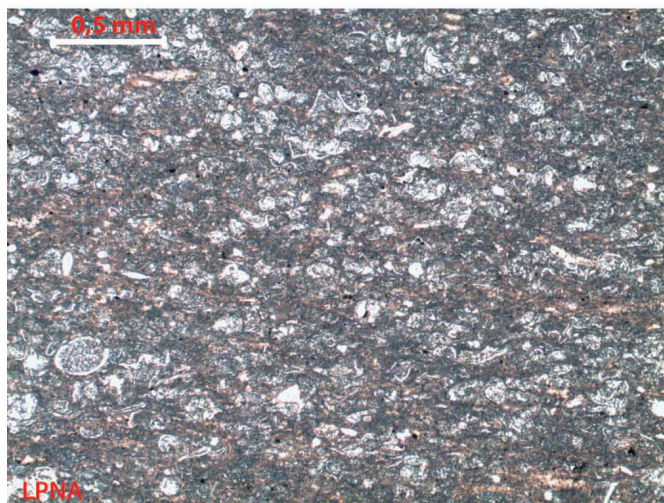


Echantillon 10PA27

Localisation: Bassin du Canal
Lat-Long: 9,35363, -79,83713

Roche: grès fossilifère
Unité: Fm. Gatun

Description:
R. sédimentaire, contient du quartz, F. plagioclases, glauconies (verdatres) et goethites, traces de fossiles, matrice micritique carbonaté

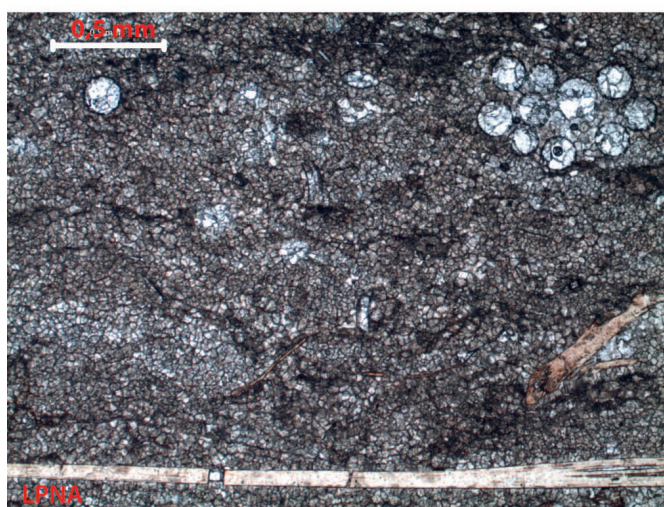


Echantillon 10PA16

Localisation: Massif de Majé
Lat-Long: 8,9828, -78,5665

Roche: Calcaire
Unité: Fm. Darien, Mb. Aquaqua

Description:
R. sédimentaire, riche en fragments de fossiles, dont des ostracodes, laminations, matrice micritique carbonatée



Echantillon 11PA52

Localisation: Bassin de Chucunaque, Torti
Lat-Long: 8,92475, -78,40149

Roche: mudstone
Unité: Fm. Tapaliza

Description:
R. sédimentaire, traces fossiles de végétaux, matrice micritique carbonatée, ciment microspar équigranulaire de calcite

